

Z. f. G. 1958 Bd. 2



# Zeitschrift für Geomorphologie

Annals of Geomorphology

Annales de Géomorphologie

HERAUSGEGEBEN VON  
H. MORTENSEN, GÖTTINGEN

IN GEMEINSCHAFT MIT  
J. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS  
N. NIELSEN, KØBENHAVN / R. J. RUSSELL, BATON ROUGE  
H. SPREITZER, WIEN / F. E. ZEUNER, LONDON

SCHRIFTLEITUNG  
J. HÖVERMANN, GÖTTINGEN

NEUE FOLGE BAND 2

Mit 92 Textabbildungen, 22 Figuren und 3, zum Teil mehrfarbigen Tafeln

1958

---

GEBRÜDER BORNTRAEGER BERLIN-NIKOLASSEE

## Inhalt des 2. Bandes

### A. Abhandlungen

	Seite
BERTRAND, CH.: Diverses formes d'altération des calcaires dans les sols parisiens (mit 13 Figuren im Text) .....	12
BIROT, P.: Les tendances actuelles de la Géomorphologie en France .....	123
BLUME, H.: Das morphologische Werk HEINRICH SCHMITTHENNERS (mit 3 Textfiguren und 1 Abbildung) .....	149
COTTON, C. A.: Fine-Textured Erosional Relief in New Zealand (mit 6 Textfiguren und 6 Textabbildungen) .....	187
GRIPP, KARL: Cimbrische Halbinsel, Ostsee-Trog und Norwegische Rinne .....	251
LAUTENSACH, H.: ALBRECHT und WALTHER PENCK .....	245
MENSCHING, H.: Glacis-Fußfläche-Pediment (mit 8 Textabbildungen) .....	165
MURAWSKI, H.: Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit (mit 11 Textabbildungen) .....	1
REINHARD, H., und RICHTER, G.: Zur Genese der Gletscherzungenbecken Norddeutschlands (mit 10 Textabbildungen und 3 Karten) .....	55
RONDEAU, A.: Les «Boules» du granite (mit 13 Textabbildungen) .....	211
SCHARLAU, K.: Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran (mit 5 Textabbildungen) ..	258
TERZAGHI, K.: Landforms and subsurface drainage in the Gacka Region in Yugoslavia (mit 8 Textabbildungen) .....	76
TRICART, J.: Etudes sur quelques cailloutis actuels des Pyrénées Orientales et du Massif Central (mit 5 Textabbildungen und 10 Tabellen) .....	278
WEBER, H.: Die Keilspalten von Burgtonna in Thüringen (mit 3 Textabbildungen) .....	305
WILHELMY, H.: Umlaufseen und Dammuferseen tropischer Tieflandflüsse (mit 18 Textabbildungen) .....	27

### B. Berichte und Mitteilungen

HÖVERMANN, J.: Die Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der IGU in Lodz 18. bis 30. September 1958 .....	309
IMAMURA, G.: The Reliability of $C^{14}$ Geochronology .....	239
LOUIS, H.: Die Geomorphologie auf der Regional-Konferenz der Internationalen Geographischen Union in Japan im August/September 1957 .....	135
MORAWETZ, S.: Beobachtungen über Erosion und Akkumulation auf einer Sandbank (mit 2 Textabbildungen) .....	117
SCHAEFER, I.: Erwiderung .....	312
SCHICK, M.: Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz (Ramberggebiet) (mit 2 Textabbildungen und 1 Karte) .....	101
SPREITZER, H.: Geologisches Kräftespiel und Landformung nach WINKLER VON HERMADEN ..	230
WEBER, H.: Eine Richtigstellung .....	312

## C. Literaturberichte, Rezensionen, Hinweise

Seite

BERINGER: Geologisches Wörterbuch (I. SCHAEFER) .....	144
HEMPEL, L.: Das morphologische Landschaftsbild des Unter-Eichsfeldes (J. H. SCHULTZE) ..	143
JÄCKLI, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes (J. HÖVERMANN) .....	315
KLEBELSBERG, R. v.: Südtiroler geomorphologische Studien (H. UHLIG) .....	141
LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze (J. HÖVERMANN) .....	315
MAULL, O.: Geomorphologische Abhandlungen (C. RATHJENS) .....	241
MENSCHING, H.: Das Quartär in den Gebirgen Marokkos (C. RATHJENS) .....	242
RATHJENS, C.: Geomorphologie für Kartographen (H. MENSCHING) .....	313
SAMOJLOV, J. V.: Die Flußmündungen (L. MöLLER) .....	140
Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum .....	145, 242, 317
Neuerscheinungen .....	323

## Mitarbeiter des 2. Bandes

- Dr. Ch. BERTRAND, Fontenay sous Bois/France, 21 bis, Boulevard de Verdun.  
 Prof. Dr. P. BIROT, Paris/France, 191 Rue St. Jaques.  
 Prof. Dr. H. BLUME, Kiel/Deutschland, Wrangelstraße 6.  
 Prof. Dr. C. A. COTTON, Lower Hutt/New Zealand, 2 Manuka Avenue.  
 Prof. Dr. K. GRIPP, Kiel/Deutschland, Niemannsweg 168.  
 Prof. Dr. J. HÖVERMANN, Göttingen/Deutschland, Bürgerstraße 23.  
 Prof. Dr. G. IMAMURA, Tokyo/Nippon, 50, Narimune-I., Siginami.  
 Prof. Dr. H. LAUTENSACH, Stuttgart/Deutschland, Roßbergstraße 1 a.  
 Prof. Dr. H. LOUIS, München/Deutschland, Luisenstraße 37 III.  
 Prof. Dr. H. MENSCHING, Würzburg/Deutschland, Tröltschstraße 1 a.  
 Prof. Dr. L. MöLLER, Göttingen/Deutschland, Theaterstraße 12.  
 Prof. Dr. S. MORAWETZ, Graz/Österreich, Swethgasse 3.  
 Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Keplerstraße 24.  
 Dr. H. MURAWSKI, Köln/Deutschland, Zülpicher Straße 47.  
 Prof. Dr. C. RATHJENS jun., Saarbrücken/Deutschland, Max-Planck-Straße 310.  
 Prof. Dr. H. REINHARD, Greifswald/Deutschland, Am St. Georgsfeld 47.  
 Dipl.-Geogr. G. RICHTER, Greifswald/Deutschland, Straße der Nationalen Einheit 38.  
 Dr. A. RONDEAU, Montpellier (Hérault)/France, 3 Rue Desmages.  
 Prof. Dr. I. SCHAEFER, Gräfelfing bei München/Deutschland, Maria-Eich-Straße 120.  
 Prof. Dr. K. SCHARLAU, Marburg (Lahn)/Deutschland, Biegenstraße 30.  
 Dr. M. SCHICK, Halle (Saale)/Deutschland, Schillerstraße 52.  
 Prof. Dr. Dr. J. H. SCHULTZE, Berlin-Dahlem/Deutschland, Gustav-Meyer-Straße 1-3.  
 Prof. Dr. H. SPREITER, Wien/Österreich, Karmeliterhofgasse 2.  
 Prof. Dr. K. TERZAGHI, Winchester (Mass.)/USA, 3 Robinson Circle.  
 Prof. Dr. J. TRICART, Strasbourg/France, Place de l'Université.  
 Dr. H. UHLIG, Köln-Lindenthal/Deutschland, Weyerthal 102.  
 Dr. K. WEBER, Ilmenau (Thüringen)/Deutschland, August-Bebel-Straße 12.  
 Prof. Dr. H. WILHELMY, Stuttgart-S./Deutschland, Alte Weinsteige 1 a.

*Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des Nachdrucks, der photomechanischen Wiedergabe und der Herstellung von Mikrofilmen von Teilen der Zeitschrift oder im ganzen sind vorbehalten.*

© 1958 by Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee

Printed in Western Germany by Felgentreff & Co., Berlin SW 61, Zossener Straße 55

# Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit

Von

H. MURAWSKI, Köln

Mechanische Kräfte, die natürlichen oder künstlich erzeugten Vorgängen entstammen, rufen in den einzelnen Gesteinen ganz bestimmte Wirkungen hervor, deren Charakter und Stärke natürlich von einer großen Zahl von Faktoren abhängig ist. Bei natürlichen Vorgängen stehen der Abhängigkeit vom Klima, von der Exposition, von der örtlichen Lage und von vielen anderen „rein äußerlichen“ Faktoren vor allem die charakteristischen Eigenschaften des Gesteines selber gegenüber. Die Gesteinseigenschaften können nun aber sehr große Variationen durchlaufen, wobei Texturformen wie Schichtung, Schieferung, Stengelung, Klüftung, bei Magmatiten noch Fluidaltexturen, Lamination, Absonderungsformen usw., andererseits reine Strukturmerkmale oder solche der chemisch-petrographischen Zusammensetzung von Bedeutung sind. Das Bild wird um so lebhafter, wenn die einzelnen Faktoren in verschiedener Zusammensetzung und Stärke zusammen treten und außerdem noch die Wirkungsdauer, — also der Zeitfaktor —, Berücksichtigung findet. Die komplexen Erscheinungen bei künstlich durch den Menschen und seine Wirkungsmittel erzeugten Kräften sind bei technischen Fragen (Angewandte Geologie, Bodenmechanik) durch einen reichen Erfahrungsschatz bekannt, wenn auch in vielen Fällen deren Erklärung oder gar Voraussage große Schwierigkeiten bereitet.

Trotz der Banalität dieser Erscheinungen sind in der Literatur vielfach sehr vereinfachende Vorstellungen zu finden, ohne daß die komplizierten Verhältnisse, die aus der Vielzahl möglicher Faktoren entspringen, genügend Beachtung erfahren haben. Daß durch diese große Variabilität der Faktoren mannigfache Konvergenzbilder möglich sind, ist durchaus verständlich. Es ist von seiten der klimatologisch arbeitenden Morphologen mit Recht auf die große Bedeutung der Klimafaktoren hingewiesen worden, und es wurde versucht, aus den Erfahrungen der rezenten Verhältnisse Rückschlüsse auf die paläoklimatischen Bedingungen zu ziehen. Es ist verständlich, daß geomorphologische Untersuchungen, die von geologischer Seite aus betrieben werden, in den meisten Fällen verstärkt den Charakter des Gesteines und der hiermit zusammenhängenden Faktoren berücksichtigen.

tigen. Hier liegt der Grund mancher heftigen Diskussion zwischen den Vertretern beider Richtungen, andererseits aber auch die erfreuliche Aussicht mancher fruchtbaren Zusammenarbeit. Die Vorlage der in den folgenden Zeilen zu besprechenden Beispiele möge dazu eine gewisse Handhabe sein. Diese kleinen Beispiele weisen nun bewußt scheinbar aberrante, besser gesagt „unerwartete“ Verhältnisse auf.

Seitdem besonders W. SOERGEL (1936) das Interesse der Fachwelt auf keilförmige, mit Löß oder Lößlehm gefüllte, mehr oder weniger senkrechte Spalten in pleistozänen Lockermassen Mitteldeutschlands gelenkt hatte, ist eine umfangreiche Literatur über solche Eiskeile entstanden, die auch verschiedentlich, wenn sie nicht mit Löß gefüllt sind, als Eiskeile bezeichnet wurden. (Vgl. dazu: vor allem H. GALLWITZ [1949]). Die Deutung solcher Strukturen als sichtbare Spuren



Abb. 1. „Eiskeil“ in verwittertem Gneis. — Zwischen Aschaffenburg und Stockstadt/Main  
(Hammerlänge: 45 cm)

pleistozänen Bodenfrostes lag nach den grundlegenden Arbeiten über rezente Bodenfrosterscheinungen in Alaska durch E. DE K. LEFFINGWELL (besonders 1919) nahe. Seither ist die Kenntnis solcher rezenten Bodenfrostbildungen von vielen Seiten (vor allem auch von russischen Autoren) vermehrt worden.

Schon SOERGEL und in der Folgezeit viele andere Forscher benutzten die Tatsache des Vorhandenseins und die Beobachtung von Ausbildung und Länge der Eiskeile, um ungefähre Aussagen über die Unterkante der ehemaligen Bodenfrostschicht, d. h. also die Tiefe der Gefrobnis machen zu können. Aus allen diesen Ergebnissen versuchte z. B. H. POSER (1947) in verdienstvoller Weise ein regionales Bild zu entwerfen, um paläoklimatologische Fragen der Würmeiszeit betrachten zu können. Ein solches überschlägiges Bild muß natürlich Besonderheiten unberücksichtigt lassen, um den großen Rahmen einhalten zu können, es erscheint aber trotzdem interessant, auf solche Besonderheiten einmal einzugehen, weil sie gewissermaßen als Extremprodukte manche Dinge schärfer, — wenn auch übertrieben oder gar etwas verzerrt —, darstellen.

Die Abb. 1 stellt eine mit feinem Sand gefüllte Keilspalte im Orthogneis des linken Mainufers zwischen Aschaffenburg und Stockstadt dar. Diese Spalte ist in einer Vertikalhöhe von 1,50 m aufgeschlossen, wird allerdings zweifellos noch einige Dezimeter tiefer hinabreichen; ihre maximale Breite beträgt 20 cm. Besonders kennzeichnend ist die Tatsache, daß an der linken Seite des Keiles das Lagen- bzw. Flasergefüge des Gneises an der Begrenzungsfläche des Keiles nach oben aufgeschleppt ist. Das gesamte Erscheinungsbild entspricht also durchaus solchem von Eiskeilen, wie sie in pleistozänen Gesteinen häufiger auftreten. Betrachtet man den Gneis näher, so zeigt sich, daß er zwar vollkommen verwittert ist, aber in seinem ursprünglichen Gefüge noch intakt erhalten ist. Er läßt sich mit dem Hammer leicht von der Wand ablösen, wobei das Material regelrecht abrieseln kann. Das ehedem feste Gestein hat also seinen physikalisch-mechanischen Charakter bei der *in situ*-Verwitterung vollkommen geändert, so daß sich Erscheinungsformen bilden können, die sonst Lockermassen mit geringer diagenetischer Verfestigung zu kommen. Um einen ungefähren Eindruck von den physikalisch-mechanischen Eigenschaften des unverwitterten Gneises dieses Gebietes zu vermitteln, sei erwähnt, daß dieser als Baustein an verschiedenen Stellen des Spessarts abgebaut wird, und daß er verschiedentlich auch Felsen und Klippen aufbauen kann, wie es auf Abb. 2 angedeutet ist. Die Abb. zeigt zudem, wie schwierig es für die Vegetation ist, sich auf solchen Gneisfelsen zu behaupten. Der abgebildeten Kiefer gelang das nur dadurch, daß sie sich in das Gefüge des Gneises mit ihren Wurzeln einstemmte und das Gestein an solchen s-Flächen auseinandertrieb.

Die von dem Aufschluß der Abb. 1 erwähnte starke Verwitterung hat es bedingt, daß in einem Gneisgebiet, das auch als solches auf der Karte ausgeschieden wird, aberrante Formen erscheinen, die in einem Gneis auf Grund dessen physikalisch-mechanischer Eigenschaften eigentlich nicht erwartet werden konnten. Es kann nach den Erscheinungsbildern kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß es sich hier um Eiskeil-Bildungen handelt, zumal in der Umgebung von Aschaffenburg mehrfach solche Keile beobachtet werden können. Hier hat z. B.

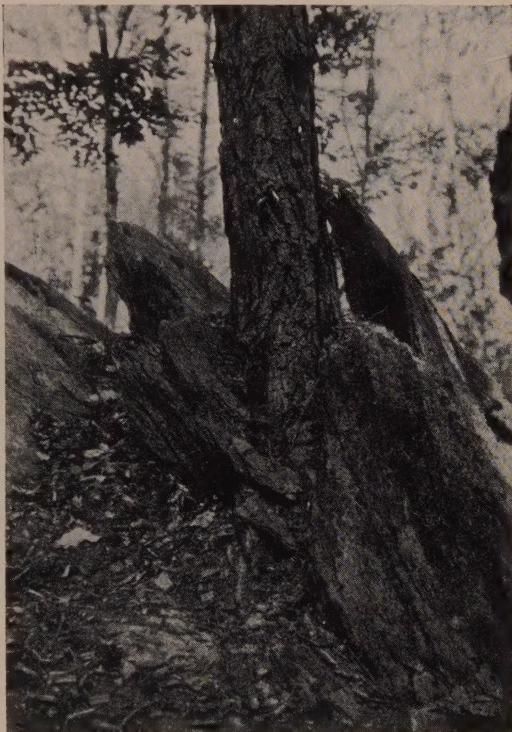


Abb. 2. Orthogneise des Vorspessarts, die durch die Wurzeln einer Kiefer im s auseinander gepreßt worden sind. — Gartenberg, östlich von Aschaffenburg

E. BRAND (1938) von ähnlichen Spalten im Bröckelschiefer berichtet, die 1 bis 2 m tief waren und auch ähnliche Spaltenbreite aufweisen. Er fand sie vor allem in Systemen mit den Streichrichtungen NW-SE und NE-SW; diese entsprechen nach unseren Erfahrungen aber auch Kluftrichtungen, die sonst auch im Deckgebirge des Spessarts bevorzugt auftreten. In unserem Beispiel ist es dagegen die Q-Klüftung des Gefüges, die zur Keilbildung ausgenutzt worden ist. Es erscheint durchaus verständlich, daß solche Schwächezonen des Gesteinsgefüges bei den Frostwechselwirkungen in den periglazialen Räumen in besonderem Maße beansprucht werden. Mit dieser Feststellung deutet sich auch die große Gefahr der Verwechslung solcher Erscheinungen mit konvergenten Bildern aus anderen Wirkungsbereichen hinlänglich an. Läßt sich aber der Charakter als periglaziales Element



Abb. 3. Hohlweg in verwittertem Gneisglimmerschiefer. — Zwischen Feldkahl und Schimborn, Vorpessart

in genügender Weise sicherstellen, dann gibt uns das Beispiel noch einen weiteren Hinweis, der zur Vorsicht mahnt. Eine solche Verwitterungsschicht des Gneises geht allmählich nach der Tiefe in festes Gestein über; damit ändern sich die physikalischen Eigenschaften des Gesteines und damit werden sich auch veränderte Bilder bei Einwirkung von außen ansetzender mechanischer Kräfte ergeben. Die Spalten können dann ihre Gestalt verändern, sie können auch ziemlich schnell auskeilen. Damit wäre dann aber keine einwandfreie oder irgendwie vergleichbare Aussage mehr über Eiskeillängen und Frosteindringungstiefe möglich.

Es ist hier nun ein extremes Beispiel gewählt worden, das allerdings auch in besonderer Weise geeignet ist, darauf hinzuweisen, welche Bedeutung der allgemeine Charakter des Gesteines für die Ausbildung solcher Formen hat. Es kommt also bei der Betrachtung der Genese solcher Formen weniger auf die Bestimmung des Gesteines als solchem, sondern auf die Betrachtung der örtlichen Ausbildung desselben zur Zeit der Bildung der betreffenden Formen an. Solche Erfahrungen

haben sich ja auch bei der Betrachtung rein technischer Objekte als wichtig erwiesen.

In den Bereich morphogenetischer Fragen führt uns die Abb. 3, die einen Hohlweg in Gneissglimmerschiefern des Spessarts wiedergibt. Die Tiefe solcher Hohlwege, wie sie nicht selten im Spessart, aber auch in anderen Grundgebirgskomplexen in den genannten oder ähnlichen Gesteinen in analoger Weise auftreten, kann mehrere Meter betragen, und man hat rein phänomenologisch oft den Eindruck einer sehr starken Ähnlichkeit zu Lößhohlwegen, zumal, wenn man sie nicht aus unmittelbarer Nähe betrachten kann. Ebenso wie diese weisen sie steile Wände auf und sind tief in das Gelände eingeschnitten; ebenso wie diese sind sie durch die Tätigkeit des Menschen (ständiges Begehen durch Mensch und Tier, mahlende und einschneidende Tätigkeit der Wagenräder usw.) entstanden, wobei sich dann natürlich oberflächlich abströmendes Wasser noch in bestimmten Maße jeweils beteiligt.<sup>1)</sup> — Wie vereinbart sich aber nun dieses morphologische Bild mit dem Charakter des auf unserer geologischen Karte eingetragenen Glimmerschiefers oder Gneissglimmerschiefers? Nähtere Betrachtung belehrt uns, daß auch hier, in gleichem Maße wie bei Abb. 1, das Gestein verwittert ist, und zwar ohne daß das Gefüge zerstört wurde. Man ist sogar in der Lage, noch die für die tektonische Analyse notwendigen Gefügewerte mit einiger Genauigkeit zu messen. Infolge dieser starken Verwitterung hat aber das Gestein seinen physikalisch-mechanischen Charakter vollkommen verändert, und das ehemals feste Gestein, das verschiedentlich im gleichen Gebiet Felsen und Klippen bilden kann, ist zu einer Masse ohne großen Zusammenhalt geworden, denn man kann das Material mit dem Hammer oder gar mit der Hand leicht abkratzen oder zerbröckeln. Nur die starke Verschränkung der einzelnen Gefügebestandteile miteinander (z. B. Betonung des Flächengefüges durch zahlreiche metamorph neugebildete Glimmer oder bei den Amphiboliten die Verschränkung der Hornblendenädelchen) verhindert ein sofortiges Auseinanderfallen und bedingt eine gewisse Standfestigkeit bei der Herausbildung von Anschnittswänden. Sie entspricht damit zwar nicht der Ursache der Standfestigkeit des Löß', ergibt aber phänomenologisch ein ganz ähnliches Bild. Im einzelnen sind natürlich äußere Unterschiede erkennbar, so rieselt bei unseren Gesteinen das Material bei mechanischer Einwirkung (Frost, Temperaturschwankungen usw.) ab, und es bilden sich „Schuttfüße“ am Fuß der Wände; vielfach sind die Wände nicht so steil wie bei Löß. Das letztere ist dann oft gut zu erkennen, wenn ein im Löß beginnender Hohlweg in darunter lagernde verwitterte Glimmerschiefer weiter einschneidet. Solche verschiedenen Bilder liegen natürlich begründet in der Tatsache, daß eben doch zwischen der Ursache der Standfestigkeit des Löß' und derjenigen dieser verwitterten Metamorphe ein großer Unterschied besteht, der sich auf diese Weise ausdrückt.

Auch das vorliegende Beispiel ist ein extremes Bild, es stellt aber zugleich nur den Endpunkt einer kontinuierlichen Reihe dar, die das ursprünglich feste Gestein mit dem vollkommenen Verwitterungsprodukt verbindet. Andererseits sind Bilder, wie die gezeigten in größeren Grundgebirgsarealen nicht so selten, als daß sie nicht allgemeineres Interesse verdienten. Der Typ der Verwitterung und das entstehende Verwitterungsprodukt sind hier für Fragen der Morpho-

<sup>1)</sup> Viele solcher Hohlwege zeigen wesentlich steilere Wände als die der Abb. 3, sie sind im Spessart aber oft so mit Vegetation zugewachsen, daß eine photographische Wiedergabe nicht möglich ist.

logie und der Bodenbildung von ungleich größerer Bedeutung als das ursprünglich feste Gestein. Auch der Fortgang der Verwitterung innerhalb der Zeit spielt für die Abtastung der Verwitterungsformen eine große Rolle.



Abb. 4. Vergruster Granit nahe der Kästeklippen/Harz



Abb. 5. Vergruster Granit, überlagert von Hornfels. — Beachte die Ausbildung des Gesteins-schuttes! Granit: körnig-kleinstückig (Granitgrus), Hornfels: grobstückig, eckig. — Aufschluß nahe der Kästeklippen/Harz

Man könnte an die Betrachtung dieser beiden Beispiele noch eine Vielzahl weiterer anschließen, mit denen gezeigt werden könnte, daß sich jeweils die physikalisch-mechanischen Eigenschaften des Gesteines mit dem Verwitterungsgrad erheblich verändern.

Ein klassisches und damit häufig angeführtes Beispiel ist das Verhalten granitischer Gesteine, die bei physikalischer Verwitterung einen körnig-kleinstückigen Gesteinsgrus erzeugen, dessen Eigenschaften gegenüber der Einwirkung me-



Abb. 6. Erosionsformen im Granitbett der Murg Schwarzwald, unweit von Raumünzach



Abb. 7. Erosionsformen im Granitbett der Murg Schwarzwald, unweit von Raumünzach

chanischer Kräfte denjenigen von Lockersteinen gleichkommen. Aber auch hier bleibt bei dieser *in situ*-Verwitterung oft die ursprüngliche Gesteinssubstanz sehr schön erhalten (Abb. 4, 5). Wir haben hier ein Extremglied der Veränderungs-

reihe, innerhalb derer durch die Verwitterung der ehemals feste Granit eine starke Änderung seiner physikalisch-mechanischen Eigenschaften erhalten hat. Um die-



Abb. 8. Erosionsformen im Granitbett der Murg Schwarzwald, unweit von Raumünzach



Abb. 9. Erosionsformen im Granitbett der Murg Schwarzwald, unweit von Raumünzach

ser Zustandsstufe das Anfangsglied dieser Wirkungsreihe gegenüber zu stellen, soll in den Abb. 6 bis 9 das Verhalten unverwitterter granitischer Gesteine gegenüber der Erosionskraft fließenden Wassers in besonders eindrucksvoller Form

dargestellt werden. In diesem Fall ist die Bindung zwischen den einzelnen Gefügebestandteilen des Gesteines so fest, daß das Wasser zunächst nur in Schwächezonen (Klüfte, Spalten, usw.) anzugreifen vermag. Vor allem mit Hilfe des abreibend und schleifend wirkenden mitgeförderten Sedimentmaterials werden alle diese Schwächezonen nachgetastet und mühsam ausgearbeitet; dagegen bleibt die flächenhafte Abtragung stärker zurück. Sehr stark bemerkbar, und häufig ebenfalls im Bereich solcher Schwächezonen ansetzend, machen sich Turbulenzerscheinungen wie Wasserwalzen und Strudel, die im Gestein die verschiedenartigsten Auskolkungen zurücklassen (Abb. 9). — Oft lassen sich im gleichen Granitareal die verschiedensten Glieder dieser Verwitterungsreihe mit ihrer Formenwelt studieren, ein Hinweis darauf, daß trotz ursprünglich gleichen Primärgesteines und

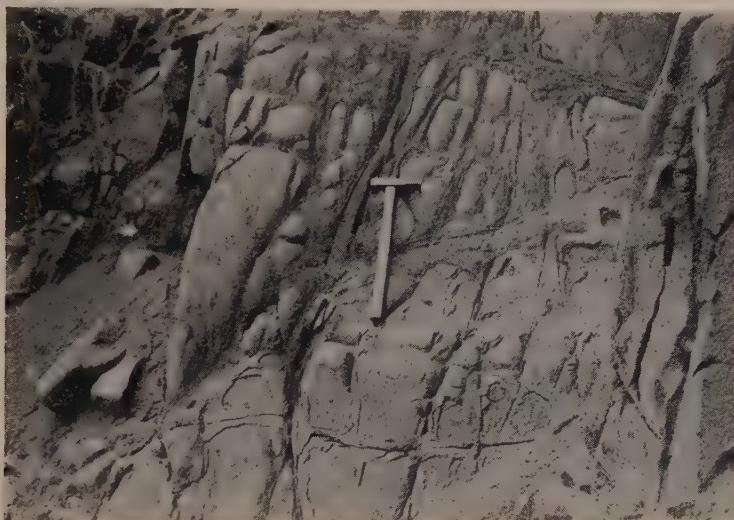


Abb. 10. Grusartig verwitternder Basalt. — Dransberg bei Dransfeld, östlich von Göttingen

mehr oder weniger gleichen Klimas doch noch eine Anzahl weiterer Faktoren hinzutreten müssen, um ein solches komplexes Bild zu erzeugen.

Daß solche starken Veränderungen nicht nur Gesteine plutonischer Körper erfassen, zeigen mannigfache Beispiele etwa auch aus Basaltaufschüssen. Das Gesteinsmaterial solcher Vulkanite kann entweder durch endogene Reagentien oder durch exogene Kräfte in einer Weise zersetzt werden, daß wohl noch die Primärtexturen (Säulen, Pfeiler, Lamination usw.) erkennbar sind, die Gesteinsfestigkeit aber trotzdem die von Lockergesteinen erreicht hat (Abb. 10). Daß beim Angriff irgendwelcher mechanischer Kräfte auf ein solches Gestein im Gegensatz zum Ursprungsgestein (Abb. 11) gänzlich andere Erscheinungsbilder erzeugt werden können, erscheint damit keineswegs verwunderlich.

Das Anliegen dieses kurzen Berichtes und vor allem der beigegebenen Bilderreihe war es, an Hand einiger, anscheinend aberranter Formen Konsequenzen aus altbekannten und selbstverständlichen Tatsachen zu ziehen und darauf hinzuweisen, daß es neben den klimatischen Konvergenzformen (z. B. vieler For-

men der Kälte- und Wärmewüsten) in großer Zahl Konvergenzen gibt, die im physikalisch-mechanischen Charakter des betroffenen Gesteines begründet sind, und daß vor allem in Gesteinen durch die verschiedensten sekundären Einwirkungen erhebliche Veränderungen des ursprünglichen physikalisch-mechanischen Charakters des Gesteines auftreten können. Erst bei Berücksichtigung dieser Tatsache ist es zu verstehen, daß gleiche klimatische Bedingungen in den einzelnen Gesteinen, ja sogar in den einzelnen physikalisch-mechanischen Zustandsstufen ein und desselben Gesteines oft die verschiedenartigsten Bilder erzeugen können. Andererseits können aber auch zwei ursprünglich physikalisch-mechanisch voll-



Abb. 11. Säulenabsonderung des Basaltes am Hohen Hagen bei Dransfeld, östlich von Göttingen

kommen ungleiche Gesteine durch Sekundärprozesse so weit in ihrem mechanischen Verhalten angenähert werden, daß sich in ihnen bei der Einwirkung äußerer Kräfte durchaus ähnliche Erscheinungsbilder entwickeln.

#### Résumé

Les photographies et le texte de notre article montrent comment l'effet des forces mécaniques (naturelles ou artificielles) dépend de l'état physico-mécanique des roches.

Les roches sont soumises à l'influence de différents effets, qui résultent des forces endogènes ou exogènes; c'est pourquoi le caractère mécanique d'une roche dépend de l'état momentané de la roche. Ceci est en partie visible dans les roches très décomposées: une roche primitivement ferme peut acquérir par la décomposition le caractère d'une masse meuble. Fig. 1 (coin de glace fossile dans du gneiss arénisé), fig. 3 (chemin creux dans micaschistes et gneiss arenisés), fig. 4 et 5 (granite arenisé), fig. 10 (Basalte décomposé). Les autres photographies montrent les mêmes

roches à l'état ferme: fig. 2 (contraire de fig. 1), fig. 6 – 9 (contraire de fig. 4 et 5), fig. 11 (contraire de fig. 10).

Tant de phénomènes convergents n'étonneront pas celui qui connaît ces effets, mais on doit toujours se rappeler ce fait banal. D'autre part la grande différence entre roche fraîche et roche décomposée peut expliquer les modifications que les effets des forces venant de l'extérieur subissent en progressant en profondeur.

### Summary

By some examples and photographs the dependance of effects of natural or artificial external mechanical forces on composition, texture and other properties of certain rocks will be explained.

Besides primary genetic influences rocks are later on influenced by different endogenic or exogenic forces. With that the physico-mechanical properties of the rock change. The effects of any force coming from outside are clearly dependent on the momentary character of the rock. In a peculiar and often excessive way this dependance is to be noticed in connection with hardly weathered rocks. The "in situ"-weathering of perfectly solid rocks may lead e. g. to mechanical conditions equivalent to those of loose material: fig. 1 (fossil ice-wedge in weathered gneiss), fig. 3 (deflate in weathered mica schists and gneiss), fig. 4 and 5 (weathered granite in form of "Grus"), fig. 10 (weathered basalt). For comparison the apparent differences in the mechanical behaviour of the corresponding unweathered rocks will be demonstrated by: fig. 2 (in contrast to fig. 1), fig. 6 – 9 (in contrast to fig. 4 and 5), fig. 11 (in contrast to fig. 10).

Nobody will be surprised to see many convergencies resulting from these conditions, yet it also will be necessary always to remember that banal fact. On the other hand the great vertical change of the physico-mechanical properties in weathered material causes different formations in result of equivalent external forces.

### Angeführte Literatur

- BRAND, E.: Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg. — Senckenbergiana **20**, 412—416, Ffm 1938.  
 GALLWITZ, H.: Eiskeile und glaziale Sedimentation. — Geologica **2**, Berlin 1949.  
 LEFFINGWELL, E. de K.: The canning river region Northern Alaska. — Prof. pap. **109**, US Geol. Survey, Washington, 1919.  
 POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. — Natwiss. **34**, 232—238, Berlin, 1947.  
 SOERGEL, W.: Diluviale Eiskeile. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **88**, 223—247, Berlin, 1936.

# Diverses formes d'altération des calcaires dans les sols parisiens

Par

CHARLES BERTRAND, Fontenay-Sous-Bois.

## Introduction

Parmi les critères auxquels le géographe est amené à faire appel, pour la compréhension des paysages, figure en particulier l'étude des sols. A côté des procédés classiques, comme l'analyse chimique, granulométrique, ou micrographique, souvent fort longue, il nous a semblé qu'il y avait place pour des études plus simples, plus rapides. C'est pourquoi, sur le conseil de Monsieur ANDRE CAILLEUX, j'ai entrepris l'étude des formes des cailloux ou fragments calcaires, épars dans les sols de la région parisienne. Il s'agit en somme d'une micromorphologie ou géomorphologie à petite échelle. De même que l'étude des grains de sable quartzeux, ou des galets, a pu apporter une contribution à la géographie, de même il est permis de se demander si l'étude des cailloux calcaires des sols pourra, dans l'avenir, lui être de quelque profit.

La présente étude s'efforce d'apporter une description préliminaire, et de poser, s'il se peut, un premier problème.

## I. Historique

Vers 1870, le savant russe DOKOUTCHAEV donnait une définition du sol: «Le sol est la couverture de la roche superficielle formée par l'action conjointe de tous les facteurs climatiques, insolation, chaleur, humidité, électricité atmosphérique avec le concours obligatoire des plantes et des organismes vivants animés, micro et macroorganismes.» DOKOUTCHAEV venait ainsi de fonder une nouvelle science, la pédologie qu'il détache comme une branche indépendante de la géologie. Les études des sols et de leur évolution vont dès lors s'orienter vers l'agronomie.

Cependant, certains auteurs, tels H. T. DE LA BECHE traitait déjà en 1833 de la dissolution des roches calcaires dans son manuel géologique: «L'eau peut être considérée comme le principal agent mécanique dans le grand œuvre de l'action destructrice atmosphérique, et d'autant plus qu'elle réunit en même temps le caractère d'un agent chimique. Par infiltration elle tend à désagréger les particules dont les roches sont composées, soit, dans certains cas, en s'unissant uniquement avec la

matière qui leur sert de ciment, soit, dans d'autres cas en les entraînant mécaniquement ...» «Dans les circonstances où la température tend à descendre assez pour produire la congélation, l'action mécanique de l'eau atmosphérique devient beaucoup plus considérable ...»

De même, STANISLAS MEUNIER, en 1879, envisage un aspect très curieux de l'arrondissement et du polissage des galets. Dans «Les Causes actuelles en Géologie», il écrit: «Il s'agit de pierres qu'on peut receuillir en abondance dans diverses localités de nos environs (Sepmonts, Oise et Coye, Aisne): à première vue il semble qu'il n'y ait rien remarquable car ce sont simplement des blocs arrondis de calcaire grossier tout pétris de Nummulites. Mais voici où l'intérêt commence: les galets, qu'ils soient d'eau douce ou marins, ont acquis leur forme à la suite d'un frottement mutuel et leur poli reconnaît la même cause que celui des billes à jouer. Or, ici, cette idée de frottement doit être écartée, puisque chaque galet porte en saillie un très grand nombre de Nummulites, que toute friction aurait fait disparaître et qui, subsistant, auraient préservé le caillou voisin contre toute friction.

D'où cette conséquence que des pierres peuvent prendre l'aspect de cailloux ordinaires sans avoir été comme eux roulés dans un courant, les Nummulites n'ayant aucune action dans le phénomène et leur présence servirait ici seulement à le rendre évident; il en résulte que les galets ronds et lisses de roches sans fossiles peuvent avoir été produits sans frottement.

Avant de montrer l'application qu'on peut faire de ce résultat incontestable à la question diluvienne, voyons comment se sont produites les pierres qui nous occupent. On les trouve noyées dans la terre végétale et c'est en labourant qu'on les amène à la surface du sol. Les champs cultivés s'étendent d'ailleurs aux pieds d'escarpements de calcaire nummulitique et sur les flancs des rochers comme sur les galets, les Nummulites font saillie. En brisant la roche on trouve les mêmes fossiles à l'intérieur et il est évident que leur saillie est due simplement à ce qu'ils sont moins solubles que la pierre qui les empâte dans les eaux météoriques, de façon que les Nummulites libres dont la terre végétale est remplie ont originairement fait partie du calcaire.

Chaque galet calcaire est donc, comme on le voit, le résidu de la dissolution en voie d'accomplissement d'un bloc calcaire, d'abord anguleux soumis à l'action corrosive des eaux superficielles. Cette corrosion s'exerce bien plus activement sur les angles et sur les arêtes que sur les surfaces et c'est ainsi que toutes les aspérités disparaissent et que le cube se fait sphère ...»

En 1907, E. HAUG récapitulant toutes les données géologiques connues à cette date met l'accent sur les diverses formes du phénomène amenant la fragmentation par des processus mécaniques, chimiques et biologiques des roches. Il signale de plus un processus de recristallisation qu'il attribue à «... une légère concentration de la solution par évaporation partielle ou mise en liberté de l'acide carbonique dissous dans l'eau.»

Dans son «Cours de Géologie» CORNET reprend, en 1920, toutes ces données du point de vue strict des sols; pour lui, il y a, désagrégation de la roche calcaire par des phénomènes mécaniques: variations rapides de température; congélation de l'eau dans les espaces capillaires; alternances d'humidité et de sécheresse; action mécanique des racines des végétaux logées dans les fentes.

H. ERHART publie en 1936 un «Traité de Pédologie générale» dans lequel il traite ainsi des sols provenant des roches calcaires: «Les sols provenant des roches

calcaires sont assimilés par la plupart des auteurs à des Rendzina, c'est-à-dire à des sols humifères pouvant être plus ou moins décalcifiés et qui contiennent dans leur masse des fragments rocheux (Skeletteile). On désigne par A. I. la couche végétale proprement dite; A. 2., horizon avec les fragments rocheux. Ce dernier horizon repose directement sur la roche-mère. Il n'y a pas d'horizon illuvial B. Cette rendzine subit, dans les régions plus humides et sous couverture forestière une dégradation qui se manifeste par la présence d'un horizon illuvial plus ou moins développé. On parle alors de rendzine podzolée.

DEMOLON (1949) dans la «Génétique des sols» définit ainsi les rendzines: «... horizon A (20 à 30 cm) souvent coloré en noir (3 à 12% de matières organiques) et renfermant de nombreux fragments de la roche-mère calcaire sur laquelle il repose directement; la teinte noire peut-être plus ou moins marquée par le carbonate de chaux en excès. Les rendzines représentent des sols azonaux évoluant lentement vers le type des sols bruns.» Il envisage ensuite les facteurs d'évolution des sols: climat, roche-mère, végétation ...

DUCHAUFOUR (1952) dans son «Cours de Pédologie» dit des rendzines: «Ce sont des sols intrazonaux influencés par la présence de calcaire dans la roche-mère.» Les rendzines sont fréquentes en climat sec, et un peu plus rares en climat humide, car une forte pluviosité amène une décarbonatation des pelouses à Graminées xérophiles. En effet la pelouse protège contre les grandes variations de température provoquant une désagrégation rapide des calcaires; de plus, la pelouse produit un humus peu acide donc à faible pouvoir décalcifiant (humus calcique). Duchaufour définit ainsi une rendzine brune de pelouse typique: «Le profil est très superficiel (15 à 20 cm); il comprend un seul horizon de couleur foncée à nombreux cailloux calcaires parsemés dans tout le profil. La structure est caractérisée par la présence de grumeaux arrondis, parfois anguleux, bien visibles à l'œil nu; on observe les traces d'une grande activité biologique et les vers de terre sont nombreux ...»

KUBIENA dans «Claves sistematicos de suelos» (1952) décrit ainsi une rendzine: «C'est un sol couleur noirâtre, gris foncé ou gris clair suivant le contenu en humus. Il contient du calcaire et peut même être très riche en calcaire. Il est caractérisé par des humates calciques. Son horizon d'humus s'est formé immédiatement au-dessus de la roche-mère ...»

En 1956, AVIAS dans une étude sur les galets calcaires du Bajocien de Saint-Dizier décrit des formes remarquables de recristallisation.

En 1956, Mademoiselle COUSIN décrit et interprète les diverses formes d'altération des cailloux calcaires dans les sols des environs de Blois.

Je me propose ici de décrire et d'interpréter les formes des cailloux de calcaire disséminés dans certains sols de la région parisienne entre 0 et 80 cm de profondeur.

## II. Méthodes de travail

Sur les affleurements (carrières, tranchées de routes ou autres), je délimite trois horizons: inférieur, moyen, supérieur dont les niveaux, par rapport à la surface du sol varient selon l'épaisseur de la couche. Je prélève alors quelques dizaines de cailloux dont je note la face supérieure, ceci pour chaque horizon considéré. En même temps, des prélèvements de sol sont effectués aux différents niveaux. Les cailloux sont décrits après observation à la loupe binoculaire. Les mesures d'indices

sont effectuées d'après la méthode de A. CAILLEUX: «L'indice d'aplatissement des cailloux est calculé d'après la formule:  $\frac{L+1}{2E}$  (L étant la plus grande longueur; l la plus grande largeur et E la plus grande épaisseur. La mesure de l'indice d'émussé est faite à l'aide d'une cible morphoscopique: «On pose le galet de telle manière que sa plus grande longueur L et sa plus grande largeur l (mesurée dans un plan normal à L) soient toutes deux parallèles au plan du graphique. Par comparaison avec les cercles et au besoin en interpolant, on mesure les rayons de courbure de 2 ou 3 régions les plus convexes du pourtour apparent. Soit R. 1. le petit rayon de courbure, R. 2. le suivant, j'appelle indices d'émussé du 1<sup>o</sup> ordre et du 2<sup>o</sup> ordre les rapports  $\frac{2R_1}{L}$  et  $\frac{2R_2}{L}$ . Ces mesures sont effectuées sur 30 cailloux de grandes dimensions (50 à 100 mm), d'où une première médiane, puis sur 30 cailloux de petites dimensions (14 à 50 mm), d'où une seconde médiane, ceci dans un horizon. On opère de même sur les 2 autres horizons.

Enfin, il m'a paru intéressant d'évaluer approximativement les pourcentages d'eau et de calcaire contenus dans les différents horizons du sol envisagés (fraction fine inférieure à 3 mm).

Cette étude porte sur trois types de calcaires de la région parisienne: Calcaire de Brie (La Queue-en-Brie, Neuilly-Plaisance); Calcaire de Beauce (Fleurines); Calcaire grossier (Champlieu). (Fig. 1—4)

### III. Description des coupes

#### A. Calcaire de Brie (Sannoisien = Lattorfien)

Le calcaire de Brie (Sannoisien = Lattorfien = Tongrien) est un calcaire lacustre, grisâtre, siliceux, celluleux par l'altération. Il se présente en bancs d'une épaisseur variable de 2 à 6 mètres. Il apparaît ainsi en bordure du plateau de Chenevières au-dessus des marnes.

1. Sur la route de Nancy, à l'Est de Paris, aux environs de la Queue-en-Brie, se présente une coupe en contre-bas d'un champ bordé par une haie boisée. Ce sol paraît complet sans trace d'érosion anthropogène visible. (Fig. 5)

Trois horizons sont déterminés dans ce sol: Horizon supérieur, couche humifère brune (0—15 cm); horizon moyen, couche beige argilo-limoneuse (15—60 cm); horizon inférieur, couche beige très clair (60—80 cm). L'analyse du sol montre: un pourcentage d'eau supérieur dans l'horizon moyen (ce qui semble normal puisque cet horizon est argileux); un gradient croissant du pourcentage en calcaire en descendant vers la roche-mère (1,9 à 46%). (Fig. 1)

Les cailloux de l'horizon inférieur sont prélevés à une profondeur de 60 à 70 cm, dans un sol jaunâtre, ocre-blanc. La roche-mère se trouvant à 80 cm environ, il y a lieu de distinguer les cailloux situés dans la partie en fragmentation de la roche-mère et les cailloux légèrement supérieurs ayant déjà subi un début de dissolution. Les cailloux fragmentés récemment présentent des surfaces plus ou moins planes, sans relief prononcé: on ne rencontre à leur surface que quelques cuvettes, sortes de creux très évasés et quelques canalicules; les canalicules sont des sillons en général peu profonds où l'on trouve encore souvent des fragments de racines ou de mycélium de champignons. Ces canalicules visibles sur la majorité des cailloux

(57%) peuvent faire penser qu'ils sont une des causes préparatoires possibles de la fragmentation de la roche calcaire. En tous cas, 2 à 4% seulement des échantillons étudiés se montrent creusés de cavités quelquefois assez profondes. Au contraire, en remontant dans le sol d'une dizaine de centimètres, on prélève alors des cailloux

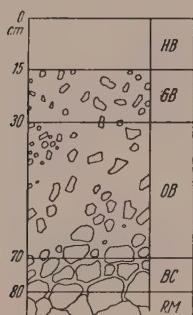


Fig. 1. La Queue-en-Brie. Calcaire de Brie

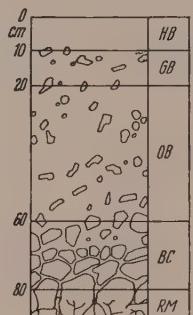


Fig. 2. Neuilly — Plaisance. Calcaire de Brie

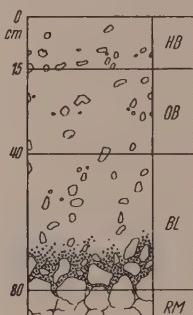


Fig. 3. Fleurines Calcaire de Beauce

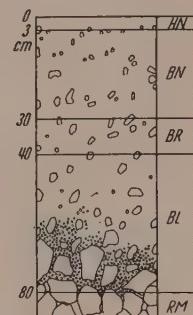


Fig. 4. Champlieu Calcaire grossier

BC: beige très clair — BL: blanc — BN: brun — BR: brun clair — GB: gris-beige grumeleux — HB: humifère brun — HN: humifère noir — OB: cre-beige — RM: roche-mère

dont 40% montrent des trous et de nombreux canalicules: ces trous et canalicules sont dispersés sans distinction de faces à la surface des cailloux. D'autre part, alors que les blocs détachés assez récemment de la roche-mère sont encore très friables, les cailloux situés immédiatement au-dessus sont un peu plus résistants et semblent même quelquefois recouverts d'une pellicule de néoformation, un peu plus dure,

sans distinction de faces (9 % des cailloux observés présentent cette particularité). Enfin, 40 % des cailloux ne présentent aucun accident notable surtout dans la couche de fragmentation de la roche-mère.

L'horizon moyen, défini à une profondeur de 30 à 40 cm au-dessous de la surface du sol, comporte des cailloux à forme généralement très déchiquetée (trous et cuvettes nombreux); 62 % des cailloux montrent des canalicules. 19 % des cailloux de cet horizon sont recouverts d'une pellicule de néoformation (Fig. 7).

L'horizon supérieur est délimité immédiatement au-dessous de l'humus, de 15 à 30 cm de profondeur. On rencontre en général à ce niveau des cailloux aplatis, anguleux, déchiquetés. On observe de nombreux trous et cuvettes sur toutes les faces ainsi que des canalicules sur 58 % des échantillons (Fig. 6). Quelquefois, on observe sur l'une des faces ou même sur les deux une surface irrégulière qui semble faite de nombreux petits grains



Fig. 5. La Queue-en-Brie. Profil du sol

nombreux trous et cuvettes sur toutes les faces ainsi que des canalicules sur 58 % des échantillons (Fig. 6). Quelquefois, on observe sur l'une des faces ou même sur les deux une surface irrégulière qui semble faite de nombreux petits grains

de calcaire juxtaposés et que l'on peut considérer comme une forme de recristallisation de calcaire. 13 % des cailloux de cet horizon présentent un tel concrétionnement. Enfin, 4 % des échantillons étudiés se montrent criblés de petits points noirs. Ces points noirs ont l'aspect de petits grains qui laissent place, lorsqu'on les extrait à de petites cupules hémisphériques de moins de 1 mm. Ces grains sont des apothécies de Lichens qui représentent ainsi une autre cause de dissolution du calcaire.

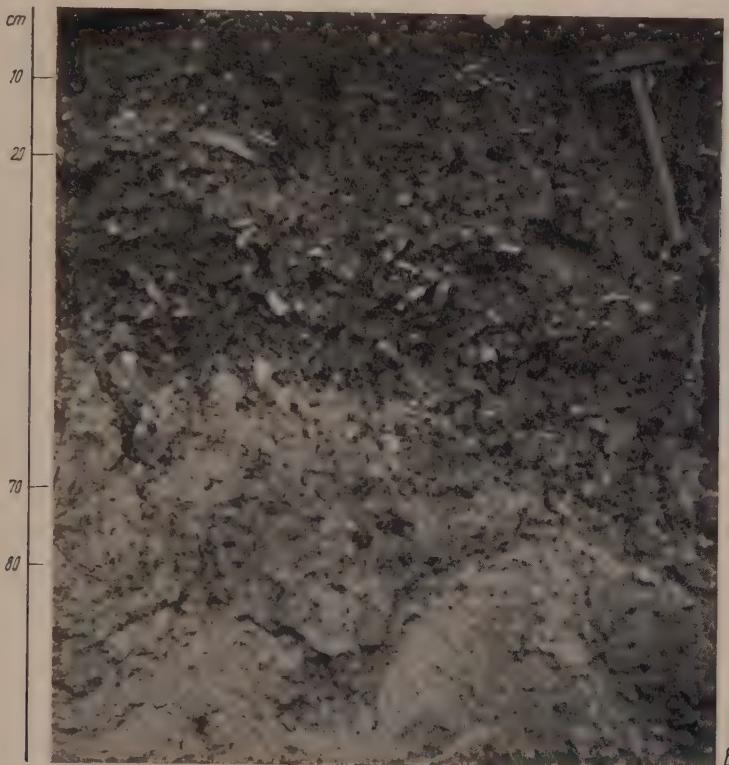


Fig. 6. Neuilly-Plaisance. Profil du sol

Enfin on peut considérer, après une étude particulière de ces cailloux que les dimensions des cailloux n'ont aucun rapport avec les formes résultant de la dissolution. On constate un gradient croissant de l'indice d'aplatissement de 1,600 dans l'horizon inférieur à 2,100 dans l'horizon supérieur, et de l'indice d'émussé (de 0,080 à 0,090).

Les fréquences des différents aspects, et les indices d'émussé présentent en fonction de la dimension, quelques fluctuations, sans qu'il soit possible de déceler une variation systématique.

2. La carrière de Neuilly-Plaisance s'ouvre sur le plateau d'Avron, à l'Est de Paris, sur la rive droite de la Marne. Au-dessus d'une masse de calcaire de Brie (de 3 à 4 mètres d'épaisseur) le profil du sol (60 cm d'épaisseur) montre de nombreux

cailloux enrobés dans une couche argilo-limoneuse ocre-beige. On constate ici encore un pourcentage d'eau plus élevé dans l'horizon moyen (de 10 à 50 cm d'épaisseur) et un gradient croissant du pourcentage en calcaire quand on descend vers la roche-mère (2 à 46 %). (Fig. 2 et Fig. 6)

Ce sol ne semble pas avoir subi de remaniements importants.



Fig. 7. Empreinte de racine à la surface d'un caillou  
(Horizon supérieur. La Queue-en-Brie)

trent une résistance plus nette, due à une pellicule plus ou moins étendue à la surface du caillou.

L'horizon moyen (30 à 50 cm au-dessous du niveau du sol) comporte des cailloux dont beaucoup sont aplatis. Ces échantillons nombreux dans l'épaisseur du profil considérée n'ont aucune disposition régulière et on ne peut définir une position fixe par rapport à l'aplatissement des deux faces. 43 % des cailloux sont recouverts d'une pellicule. 32 % comportent des canalicules. Un autre caractère remarquable chez beaucoup de ces cailloux est la présence de trous et cuvettes; dans ces cavités on peut observer des formes très caractéristiques de recristallisation prenant l'aspect d'une pellicule de 1 ou 2 mm d'épaisseur très localisée ou de petites masses plus épaisses de forme irrégulière. 4 % des cailloux présentent une forme de recristallisation typique à la face inférieure.

L'horizon supérieur (10 à 20 cm) est constitué de cailloux peu nombreux mais dont les formes sont très diverses et où l'on remarque une tendance très générale encore vers des aspects de blocs aplatis et peu déchiquetés. 32 % des cailloux présentent des canalicules souvent remplis en-

L'horizon inférieur (à 50—60 cm de profondeur) contient des cailloux anguleux indiquant une dissolution peu avancée. 39 % montrent des canalicules, mais beaucoup ont une surface plus ou moins lisse dont les seuls accidents sont de petites cuvettes ou de petits trous où se sont logées des racines. La résistance, la dureté de ces cailloux est variable. Certains sont facilement rayés à l'aide d'un aiguille d'acier, alors que d'autres, moins nombreux cependant (10 à 15 %), montrent une résistance plus nette, due à une pellicule plus ou moins étendue à la surface du caillou.

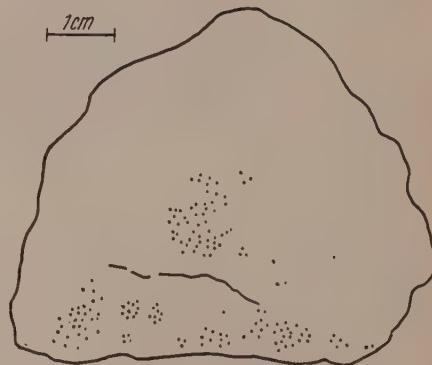


Fig. 8. Caillou à Lichens (Horizon supérieur. Fleurines)

core de racines. On trouve encore dans cet horizon, 42 % de cailloux à pellicule. Enfin, 1 % seulement des échantillons présente une dissolution par les Lichens.



Fig. 9. Fragment du caillou à Lichens dessiné à un grossissement double montrant les cupules où logent les apothécies de Lichens

On constate encore ici un gradient croissant de l'indice d'aplatissement de 1,600 dans l'horizon inférieur à 2,100 dans l'horizon supérieur, et de l'indice d'émussé (0,060 à 0,090).

#### *B. Calcaire de Beauce (Chattien = Kassélien)*

En Forêt d'Hallate, près des sablières de Fleurines, apparaît en affleurement une couche de calcaire de Beauce (Chattien = Kassélien) assez peu épaisse au-dessus des sables stampiens de Fontainebleau. La couche de sol sus-jacente, qui ne semble pas avoir été remaniée, comprend: un horizon supérieur (0—15 cm) brun humifère; un horizon moyen ocre sableux (15—40 cm); un horizon inférieur blanc (40—80 cm). L'analyse de ce sol montre encore un gradient croissant du pourcentage en calcaire en descendant de l'horizon supérieur vers la roche-mère (de 5 à 52 %), mais une proportion d'eau assez faible dans tous les horizons (2 à 4 %). (Fig. 3)

Les cailloux de l'horizon inférieur sont extraits d'une masse blanche située entre 40 et 80 cm de profondeur, constituée essentiellement de petits fragments de calcaire provenant de la roche-mère en fragmentation. Ce sont des cailloux tendres ne présentant pas de trous, mais 67 % des échantillons montrent des canalicules.

L'horizon moyen (15—40 cm) est de couleur ocre-brun et renferme de nombreux cailloux. Quelques uns présentent des trous dont on peut extraire de petits blocs calcaires épousant exactement la forme de la cavité. Certains échantillons prennent des formes très aplatis: on en compte ainsi 4 % dont l'indice d'aplatissement est peu différent de 4. Les cailloux à canalicules sont encore nombreux (58%). Dans cet horizon apparaissent des cailloux à concrétionnement localisé à la face inférieure (4%) et à pellicule (8%).

Enfin l'horizon supérieur humière brun (0—15 cm) renferme des cailloux dans sa partie inférieure (entre 10 et 15 cm de profondeur). Ces cailloux sont caractérisés par la présence de canalicules sur 61 % des échantillons, de trous de Lichens (Pl. III. C) sur 19 % des cailloux, une proportion encore faible de concrétionnement (4%) et de pellicule.

On constate encore un gradient croissant de l'indice d'aplatissement de 1,500 dans l'horizon inférieur à 1,800 dans l'horizon supérieur et de l'indice d'émussé (de 0,080 à 0,090).

*C. Calcaire grossier (Lutétien)*

Près d'Orrouy, sur la route conduisant aux ruines gallo-romaines de Champieu, à l'orée de la Forêt de Compiègne, j'ai pu observer une coupe de sol visible grâce au déracinement d'un Hêtre de 30 à 40 mètres de haut, arraché par le vent. En se couchant il avait entraîné une grande partie de son socle sous forme d'une plaque atteignant environ 5 m sur 3 m, d'une épaisseur de 80 cm, mettant à nu le calcaire grossier (Lutétien = Bruxellien). Cette couche comprend : l'horizon supérieur noir humifère (0—3 cm); l'horizon moyen brun très foncé grumeleux et sableux (3—30 cm); l'horizon inférieur blanc contenant de nombreux cailloux

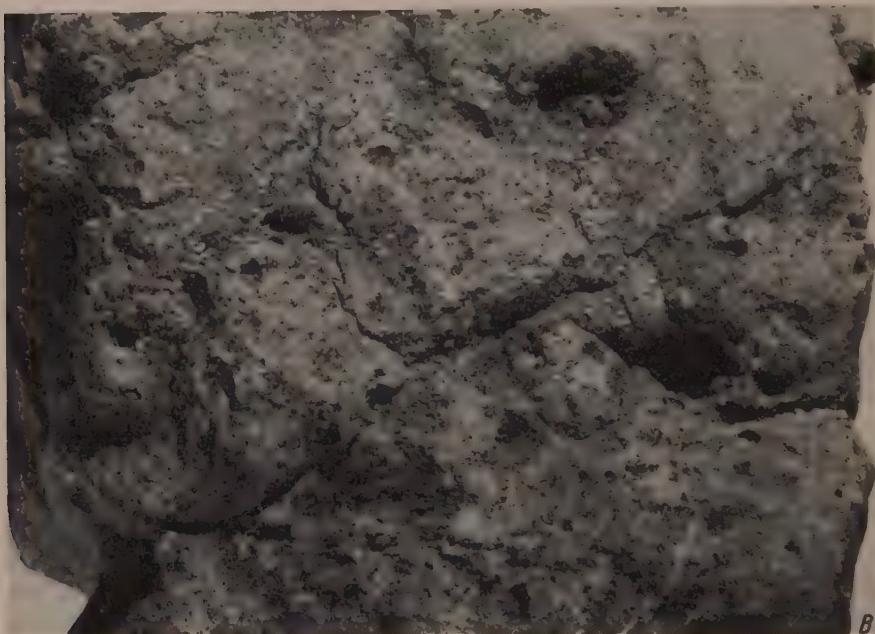


Fig. 10. Caillou à trous et canalicules (Horizon moyen, La Queue-en-Brie) (X 3)

(30—80 cm). On constate un gradient croissant du pourcentage en eau (de 2 à 9 %) et en calcaire (5 à 58 %) en descendant de la surface à la roche-mère (Fig. 4).

Les cailloux recueillis dans l'horizon inférieur (à une profondeur de 40 à 80 cm) sont variables en dimensions (25 à 85 mm); leur nombre est important entre ces deux niveaux. La plupart de ces cailloux présentent une surface friable, en général assez lisse; on n'observe pas de trous, seulement des cuvettes et des canalicules (sur 50 % des cailloux). Quelques cailloux (10 % environ) présentent un début de concrétionnement. Enfin, on ne rencontre que 4 % de cailloux à pellicule.

L'horizon moyen, entre 5 et 30 cm comporte dans un sol brun, de nombreux cailloux de taille très variable (18 à 72 mm) dont l'aspect est un peu plus déchiqueté que dans l'horizon inférieur. Le pourcentage de cailloux à canalicules est toujours aussi important (49 %) de même que la proportion des cailloux à con-

crétionnement (15 %) et à pellicule (4 %). Il est à noter ici que la majorité des cailloux montre une recristallisation sur la face supérieure (10 % contre 5 % à la face inférieure). On rencontre enfin dans cet horizon vers 20—30 cm de profondeur 5 % de cailloux à Lichens.

Dans l'horizon supérieur humifère (0 à 3 cm) et dans le haut de l'horizon moyen (3 à 5 cm), les cailloux calcaires sont beaucoup moins nombreux, noyés dans la matrice. D'autre part le plus grand nombre de ces cailloux ont des dimensions inférieures à 30 mm. Plus de la moitié des échantillons observés montrent des canalicules. Le nombre des cailloux à Lichens est plus élevé (10 %) que dans l'horizon moyen. Le concrétionnement se présente sur 3 % seulement des cailloux et sur une épaisseur de 5 mm environ (Pl. III. B). Enfin on ne rencontre que 3 % de cailloux à pellicule.

Enfin on observe toujours un gradient croissant de l'indice d'aplatissement de 1,500 dans l'horizon inférieur à 1,700 dans l'horizon supérieur, et de l'indice d'émussé de 0,080 à 0,090.

#### IV. Caractères généraux et essai d'interprétation

Les sols étudiés comprennent des sols lessivés au-dessus des calcaires de Brie (Neuilly-Plaisance, La Queue-en-Brie), et des sols bruns limoneux sur le calcaire grossier (Champlieu) et sur le calcaire de Beauce (Fleurines). Le pourcentage en eau, faible dans les horizons supérieur et inférieur est un peu plus grand dans l'horizon moyen. Les pourcentages en matières solubles dans l'acide (calcaire) qui prennent une importance relativement grande dans l'horizon inférieur (46 à 60 %), sont faibles dans l'horizon supérieur (2 à 5 %). Le gradient décroissant des ces pourcentages est un effet évident de la dissolution du calcaire dans le sol.

##### A. Effets de dissolution

**Les trous et cuvettes:** Ces deux formes sont nombreuses surtout sur les cailloux de l'horizon supérieur. Ces trous ont pu se former par dissolution de parties tendres ou poreuses du caillou et on peut supposer que, l'eau s'accumulant dans ces trous, les racines y sont venues de préférence pour y puiser la solution du sol (Fig. 6, Fig. 11).

**Les canalicules:** Les proportions des cailloux à canalicules (32 à 67 %) apparaissent à peu près du même ordre dans toutes les carrières et dans les trois horizons avec un pourcentage moindre cependant à Neuilly-Plaisance.



Fig. 11. Caillou perforé par une racine (Horizon supérieur — Neuilly-Plaisance) (x 2)



Fig. 12. Caillou à perforations de Lichens (Horizon supérieur — Fleurines) ( $\times 3$ )

Les canalicules où logent des fragments de racines semblent être dus à l'action de celles-ci, dans leur tracé sinueux au contact des cailloux qui gênent leur progression dans le sol (Fig. 6).

Les perforations de Lichens (Fig. 8 et 9 — Fig. 12): Ces cailloux sont criblés de petits trous hémisphériques (de moins de 1 mm) d'où l'on peut extraire quelquefois de petits grains noirs représentant des apo-

thècies de Lichens calcicoles. A propos de la répartition de tels cailloux on peut noter leur faible importance dans les sols recouvrant le calcaire de Brie, leur plus grande fréquence d'ensemble dans les horizons supérieurs (jusqu'à 19 %), leur absence au-delà de 30 cm de profondeur. La répartition de ces cailloux dans les différents horizons, dont l'étude a été complétée par quelques autres exemples pris sur le calcaire grossier lutétien peut trouver une application intéressante dans l'étude des bouleversements subis par les sols, dus à l'homme (culture), à des accidents naturels (éboulements, glissements de terrains) ou, à une échelle moindre, à des animaux fouisseurs (taupes, lapins . . ).

#### B. Effets de recristallisation calcaire

Le concrétionnement observé à la surface de certains cailloux représenterait une recristallisation de la solution du sol très riche en calcaire. Les proportions de ces cailloux sont très variables selon les sols considérés, mais ces formes semblent assez rares dans les horizons inférieurs (0 à 10 %) correspondant à la roche-mère en voie de fragmentation. Leur localisation très différente sur les faces du caillou, selon l'échantillon étudié, s'expliquerait par les remaniements subis par le sol et



Fig. 13. Concrétionnement sur la face supérieure (Horizon supérieur — Champlieu) ( $\times 2$ )

dus soit à la culture (instruments aratoires), soit aux êtres vivant dans le sol (vers, taupes... etc.).

Une pellicule, sorte de croûte assez peu épaisse mais résistante a été souvent observée. La proportion de cailloux à pellicule est toujours plus importante dans les horizons supérieur et moyen (3 à 43 %) que dans l'horizon inférieur (0 à 11 %).

### C. Indices d'émolusse et d'aplatissement

Les résultats comparés de la valeur de ces indices montrent dans tous les sols étudiés un accroissement très net de l'aplatissement de la base au sommet de la couche, et un léger accroissement de l'émolusse; l'un et l'autre sont un effet de la dissolution progressive; l'aplatissement plus élevé est peut-être, pour une part aussi, un effet de l'éclatement par le gel.

### Conclusion

Tous les sols que nous avons étudiés ici étant des sols complets, ou peu s'en faut, en tout cas sans trace d'érosion anthropogène visible, les variations que nous avons décelées, de haut en bas, pour certains caractères de forme des cailloux, peuvent être considérées vraisemblablement comme normales.

Si des études ultérieures confirment qu'il en est bien ainsi, et qu'elles ont une valeur assez générale, alors ces mêmes caractères, simples et faciles à observer, pourront être utilisés pour déceler des accidents postérieurs à la formation du sol, par exemple: des érosions anthropogènes, des glissements ou des arrachements de ter-

	Pourcentages en eau				Pourcentages en calcaire			
	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL
H. sup. (0—15 cm)	1,9	5,6	2,8	9	1,9	2	4,8	4,7
H. moy. (15—40 cm)	4,7	11,3	3,7	8	21	10,6	10	13
H. inf. (40—80 cm)	3,7	5,6	1,9	2	46	46	52	57

	Pourcentages de cailloux à															
	Canalicules				Trous de Lichens				Concrétionnement calcaire				Pellicule calcaire			
	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL
H. sup.	58	32	61	52	4	1	19	14	13	5	4	3	22	42	3	3
H. moy.	62	32	58	49	1	0	0	5	0	4	4	15	19	43	8	4
H. inf.	57	39	67	50	0	0	0	1	0	4	0	10	9	11	0	4

## Médianes des indices

	d'aplatissement						d'émoussé (Ier ordre)									
	Dim.: 14-50 mm			Dim.: 50-100 mm			Dim.: 14-50 mm			Dim.: 50-100 mm						
	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL	LQ	NP	FL	CL
H. sup.	2,1	2,6	1,8	1,7	2,3	2,1	1,9	1,8	0,090	0,090	0,090	0,090	0,080	0,090	0,090	0,090
H. moy.	1,8	1,7	1,6	1,7	1,8	1,9	1,8	1,9	0,090	0,060	0,090	0,090	0,070	0,090	0,090	0,090
H. inf.	1,6	1,6	1,5	1,5	1,7	1,6	1,6	1,6	0,080	0,060	0,080	0,080	0,060	0,090	0,090	0,090

LQ: La Queue-en-Brie; NP: Neuilly-Plaisance; CL: Champlieu; FL: Fleurines

rain. Parmi les critères les plus prometteurs à ce propos, on pourrait ranger, à notre avis, les trous de Lichens, les pellicules de recristallisation et les indices d'aplatissement.

## Zusammenfassung

Mit der Beschreibung der Gesteinsbruchstücke im Boden entwickelt der Verfasser ein neues Hilfsmittel für geographische Untersuchungen.

In der Umgebung von Paris finden sich in den Rendzina-Böden, die in einer Mächtigkeit bis zu 80 cm die dort anstehenden Kalke überlagern, angewitterte Kalkgestein-Bruchstücke von hauptsächlich 0,015 m bis 0,100 m Größe. Der Medianwert des Zurundungsindex liegt zwischen 60 und 120, der Medianwert des Abplattungsindex zwischen 1,6 und 2,7. Nach den Ergebnissen von Bodenuntersuchungen nimmt der Kalkgehalt vom Muttergestein zur Oberfläche von 57 % auf 2 % ab.

An der Oberfläche der Gesteinsbruchstücke kann man mehr oder minder tiefe Löcher sehen, die sich unter der gemeinsamen Einwirkung des Wassers und der Wurzeln gebildet haben. 32 % bis 67 % der Kalkstücke weisen gebogene, sehr feine, kanalartige Vertiefungen auf, die sehr wahrscheinlich durch Wurzeln verursacht worden sind; bis zu 19 % zeigen halbkugelförmige Vertiefungen von weniger als 1 mm Größe, aus denen noch die abgestorbenen Teile von Moosen, die diese Vertiefungen ausgehöhlt haben, gelegentlich herausgezogen werden können. Gesteinsbruchstücke mit diesen Kennzeichen sind besonders reichlich nahe der Oberfläche vorhanden; sie kommen unterhalb 30 cm Tiefe im Boden nicht mehr vor.

Andererseits erscheinen auf den Gesteinsbruchstücken Ausscheidungen, die aus der Verdunstung von Bodenlösungen und der Neubildung von Kalkkristallen herrühren. Bis zu 43 % der Steine haben einen sehr dünnen Überzug, der fest mit dem Bruchstück verbunden ist und den ganzen Stein oder Teile seiner Oberfläche (auch der Oberfläche von Klüften innerhalb des Steines) bedeckt. Bis zu

15 % der Steine sind von mehr oder minder dicken Konkretionen überzogen, die normalerweise in ihrer Lage durch die Gesteinsbeschaffenheit vorgezeichnet sind.

Im Vergleich zu den unteren Bodenhorizonten enthalten die oberen einen größeren Anteil von Gesteinsbruchstücken mit Höhlungen, die durch Moose und Flechten verursacht sind, mit einem dünnen Überzug und mit einem höheren Abplattungsindex. Wenn diese Unterschiede allgemein auftreten, können sie im Hinblick auf den Nachweis anthropogener Erosion, von Bodenrutschungen und von ähnlichen Erscheinungen ausgewertet werden.

### Summary

The author develops a new supplementary method for geographical investigations with the description of rock fragments.

In the environs of Paris renzina-soils (overlying there limestones with a thickness from 0 to 80 cm) contain decomposed pieces of limestone ranging principally in size between 0,015 mm and 0,100 mm. The median of the index rounding is between 0,060 and 0,120, and that of the index of flattening between 1,6 and 2,7. The results of soil analyses indicate that the percentage of limestone decreases from the bedrock to the surface from 57 % to 2 %.

On the surface of the fragments more or less deep holes resulting from the combined action of roots and water are to be observed. 32 % to 67 % of the limestone fragments show sinuous, very fine, channel-like furrows that have been caused very probably by roots; 0 % to 19 % show hemispherical cavities of less than 1 mm size out of which the penetraited parts of mosses having hollowed them can sometimes be extracted. Such rock fragments are especially abundant near the surface and do no more occur below a depth of 30 cm.

On the other hand the rock fragments bear precipitated materials which are derived from the evaporation of soil solutions and recristallisation of calcium salts. 0 % to 43 % have a very thin and solid pellicle being firmly connected with the rock and covering the whole fragment or only parts of the outside and inside surfaces. 0 % to 15 % are covered by more or less large concretions being normally localized by the fabric of the limestone.

In comparison to the lower soil-horizons the upper exhibit a higher portion of fragments with cavities caused by moss and of those with a pellicle and a higher index of flattening. If these differences would appear generally it could be possible to indicate reliably anthropogen erosions, landslides, an other phenomena.

### Bibliographie

- AVIAS, J.: Sur des phénomènes de corrisson et de concrétionnement polarisés de galets des formations illuviales et de calcaires en plaquettes de l'Est de la France. Bull. soc. géol. Fr., 6 s., t. VI, 1956.  
 DE LA BECHE, H. T.: Manuel géologique. Traduction française. I volume, 721 p. Londres, 1833.  
 BLANCK, E.: Handbuch der Bodenlehre. Berlin, 1930.

- CAILLEUX, A.: La Era Cuaternaria. Problemas y metodos de Estudio. Mem. com. inst. geol. Barcelona. 130 p., 42 fig., Barcelone, 1956.
- COUSIN, J.: Formes d'altération des calcaires dans les sols des environs de Blois. Rev. géom. dyn., t. 8, n. 5—6, 1957.
- DEMOLON, A.: La Génétique des sols, n°. 352 de la collection «Que sais-je?», 136 p., fig., Paris, 1949.
- DUCHAUFOUR, I.: Cours de Pédologie générale, 1956.
- ERHART, H.: Traité de Pédologie générale, 1936.
- HAUG, E.: Traité de Géologie. Les phénomènes géologiques. Strasbourg, 1907.
- KUBIENA, L.: Claves sistematicos de suelos, 388 p., Madrid, 1952.
- MEUNIER, S.: Les Causes actuelles en Géologie, 495 p., fig., Paris, 1897.

# Umlaufseen und Dammuferseen tropischer Tieflandflüsse

Von

HERBERT WILHELMY, Stuttgart

Flugzeugbeobachtungen und Luftbildauswertung haben der Geographie neue großartige Forschungsmöglichkeiten eröffnet. Aus der Vogelschau werden vor allem in schwer zugänglichen Landschaften topographische, morphologische, hydrographische und pflanzengeographische Zusammenhänge sichtbar, die dem Bodenbeobachter durch die Bindung an eine ihm von der Natur aufgezwungene Reiseroute oder infolge der Unübersichtlichkeit des Geländes verborgen bleiben.

Die tropischen Schwemmlandebenen gehören zu jenen Landschaften, deren Bereisung und Erforschung auf größte technische Schwierigkeiten stößt. Was wir aus den afrikanischen Sudds, aus den weiten Überschwemmungsniederungen Amazoniens oder aus dem Großen Pantanal von Mato Grosso wissen, beruht zumeist auf Beobachtungen von Forschern, die diese Landschaften nur auf den Wasserwegen bereisten. Das amphibische Land neben den Flußläufen oder abseits der großen Ströme wurde in der Regel nur auf einzelnen Routen gequert oder blieb völlig unbekannt. Hier hat die Luftbeobachtung, besonders in der Kombination mit der Bodenbeobachtung, zu neuen wichtigen Erkenntnissen geführt. Während des zweiten Weltkrieges wurden beispielsweise im Amazonasbecken zahlreiche Luftbildreihen aufgenommen, deren Auswertung durch die FAO uns in Verbindung mit forstbotanischen Geländestudien einen ersten genaueren Überblick über die pflanzengeographische Gliederung der Hyläa gibt<sup>1)</sup>). Auch die sorgfältigen hydrologischen und limnologischen Untersuchungen SIOLIS (1956/57) über die Sedimentationsvorgänge im Amazonastiefland gingen Hand in Hand mit Luftbeobachtungen. Sie vermitteln uns klare Vorstellungen von dem Mechanismus der Várzea-Bildung und sind für die Deutung des Formenschatzes tropischer Schwemmlandebenen von größter Wichtigkeit.

Überaus eindrucksvoll war für die Teilnehmer der im Anschluß an den 18. Internationalen Geographenkongress in Rio de Janeiro (1956) durchgeführ-

<sup>1)</sup>) Durch die freundliche Vermittlung von Herrn D. HEINSDIJK hatte ich Gelegenheit, in Belém do Pará Einblick in die Arbeit der FAO zu nehmen.

ten Amazonas-Exkursion der Flug von Belém nach Manáus: klar hebt sich das höhere, mit Regenwald und einzelnen Campos bedeckte Land der Terra firme von der 20–100 km breiten Amazonasniederung ab, die der Strom in mächtigen Windungen durchzieht. Ein 50–100 m hohes Steilufer trennt das eigentliche Amazonastal von der überschwemmungsfreien Terra firme. Die Nebenflüsse münden in kurzen breiten Trichtern. Das Bild gleicht dem einer jungen Ingessionsküste.

Beiderseits des Amazonas und seiner großen Nebenarme dehnen sich, von schmalen Dammuferwäldern getrennt, weite *flood plains* aus, die berühmten *várzeas* Amazoniens (Abb. 1). In der Hochwasserzeit erreichen diese sich von den



Abb. 1. Dammufer und Várzea des Paraná do Jacaré in der Sedimentationszone des Rio Tapajós bei Aveiro, Amazonien. Aufn. O. PENNER, Inst. Agron. do Norte, Belém-Pará.

natürlichen Uferdämmen des Stromes bis an den Steilrand der Terra firme erstreckenden flachen Várzea-Seen eine Breite bis zu 40 km. Ihre Längsausdehnung ist sehr verschieden. Oft ziehen sie sich ohne Unterbrechung über 100 bis 200 km am Strom entlang. Von der Wasserfläche heben sich zuweilen die Kronen ertrunkener Bäume ab, die in auffällig parallelen Reihen angeordnet sind. Man wird an die Chausseebäume eines überschwemmten Flachlandes erinnert. In Wahrheit handelt es sich jedoch um unter Wasser gesetzte Baumreihen, die auf alten Uferdämmen wachsen. In der hochwasserfreien Zeit, wenn die Tiefe der Várzea-Seen von 3–6 m auf 1–2 m zurückgeht und sich die randlichen Teile der Seeböden in Grasfluren verwandeln, fallen auch die alten Uferwälle trocken. Sie zeichnen sich dann als parallele, gefächerte oder sich kreuzende Anwachsstreifen deutlich in den Campos ab.

Dieses Bild baumbestandener Anwachsstreifen ist typisch für alle tropischen Dammuferflüsse (Abb. 2). Darüber hinaus bin ich bei Flügen über das Große



Abb. 2. Mit Baumreihen bestandene Anwachsstreifen, verlandende Altwässer und Várzea-Bildungen (links) eines Flusses in den Llanos Kolumbiens. Aufn. Inst. Geogr. de Colombia.  
"Agustín Codazzi".

Pantanal (Mato Grosso) auf einen Formenkreis aufmerksam geworden, der bisher keine Beachtung gefunden hat<sup>2)</sup>, mir aber doch für das Verständnis der Genese tropischer Schwemmlandebenen bedeutsam zu sein scheint.

<sup>2)</sup> Vgl. z. B. W. BEHRMANN: Die Formen der Tieflandsflüsse, Geogr. Zeitschr. XXI, 1915, S. 459 ff.; K. SAPPER: Geomorphologie der feuchten Tropen, Leipzig 1935; O. MAULL: Geomorphologie, Leipzig 1938.

### I. Umlaufseen

Das Große Pantanal liegt im Herzen Südamerikas und nimmt den nördlichen Teil jener gewaltigen, sich von N nach S erstreckenden Tieflandzone ein, die die alten kristallinen Massen des östlichen Südamerika von dem jungen Faltengebirge der Anden im W des Erdteils trennt<sup>3)</sup>). Der Tiefenachse dieser rund 2500 km langen Senke folgen Rio Paraguay und Paraná. Im nördlichen Abschnitt der riesigen Depression, etwa zwischen 17° und 20° s. Br., dehnt sich östlich des Paraguay eine vom Juni bis zum Oktober alljährlich überschwemmte Niederung von 20–40 km Breite aus. Dieses Inundationsgebiet ist keine Várzea,



Abb. 3. Überschwemmungssavanne mit Umlaufseen im Großen Pantanal von Mato Grosso.  
Aufn. H. WILHELMY.

denn während der Hälfte des Jahres, vom November bis zum Mai, fallen die Campos völlig trocken. Es bleiben in der Überschwemmungszone keine Restseen zurück wie in Amazonien (vgl. Abb. 11).

Auf die Überschwemmungsniederung des Rio Paraguay folgt im südlichen Pantanal nach O hin eine höchst merkwürdige Landschaft. Sie ist gekennzeichnet durch Tausende von Teichen und Seen jeder Größenordnung. Vom Flugzeug aus meint man, ein riesiges, unter Wasser gesetztes Bombenrichterfeld zu sehen (Abb. 3). Einige der Seen haben nur einen Durchmesser von 10–20 m, andere einen solchen von 1–2 km. Dazwischen kommen alle anderen Maße vor, aber

<sup>3)</sup> Eine ausführliche landeskundliche Darstellung wird an anderer Stelle erscheinen (WILHELMY 1958).

am häufigsten sind wohl die Mittelgrößen mit einem Durchmesser von 50 bis 200 m. Alle diese Seen haben eine ausgesprochen rundliche Form. Auch wenn die Wasserfläche ausnahmsweise gelappt ist, sind die Uferlinien der einzelnen

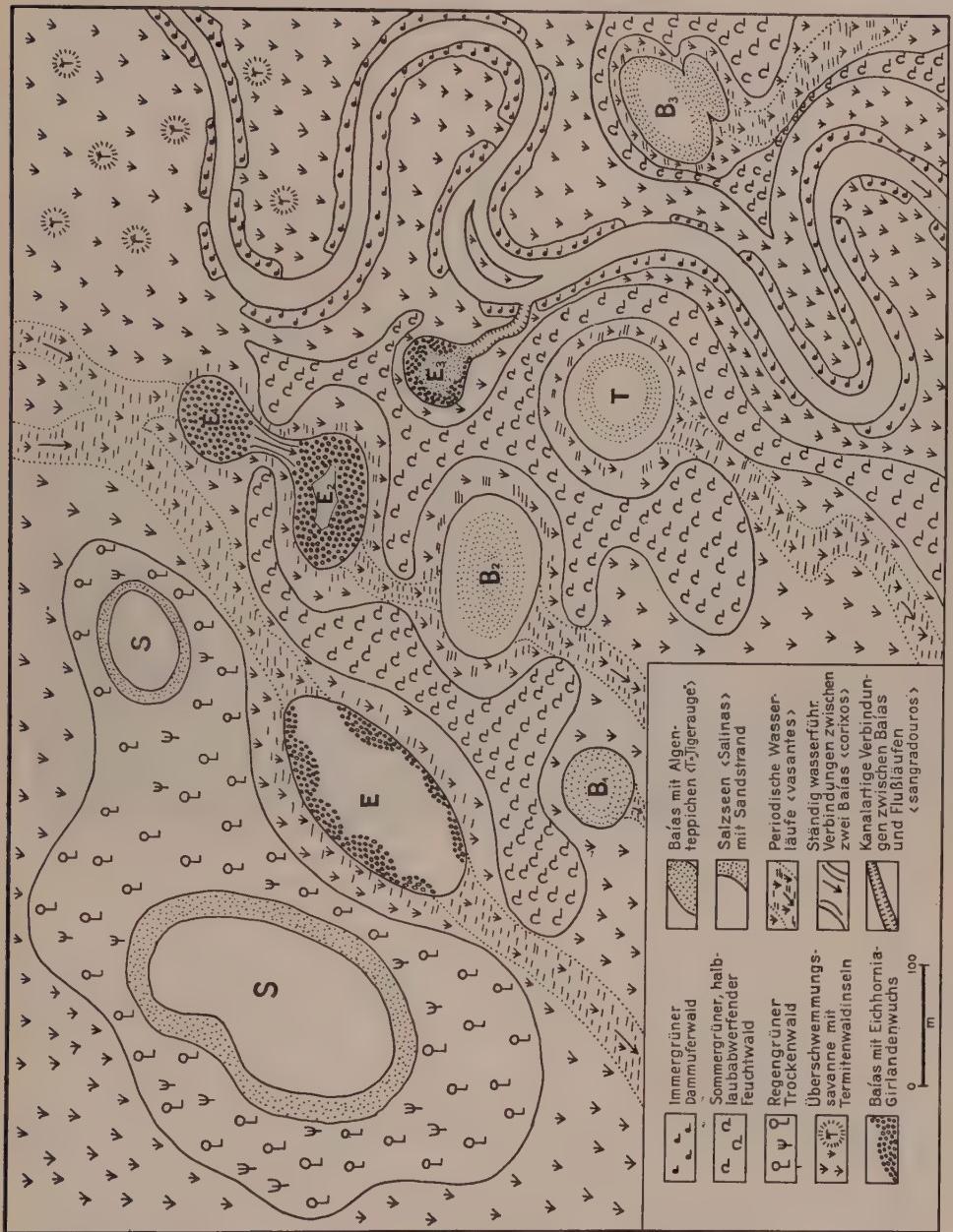


Abb. 4. Pantanal-Landschaft. Schematische Darstellung nach Luftbildern und Geländeskizzen des Verfassers.  
 $B_1-B_3 =$  Verschiedene Formen von Algenbewuchs;  $T =$  „Tigerauge“;  $E_1-E_4 =$  Verschiedene Formen von Eichhorniabewuchs;  $S =$  Salzsee.

Buchten sanft gerundet. Die meisten der Seen sind jedoch buchtenlos und nähern sich in ihrer Form einem Oval oder einem Kreis (Abb. 4). Die einheimische Bevölkerung bezeichnet die besonders großen Seen als *lagôas*, alle übrigen als *baías*.

Die Entstehung der Baías ist, wie AI MEIDA und LIMA (1956, S. 42) in einem der anlässlich des Kongresses in Rio de Janeiro veröffentlichten Exkursionsführer feststellen, bisher unbekannt. Die genannten Autoren denken an zwei Erklärungsmöglichkeiten: an Sackungerscheinungen in lokal differenzierten Alluvionen und an Deflation. Daß der Wind während der Trockenzeit (Mai bis Sep-

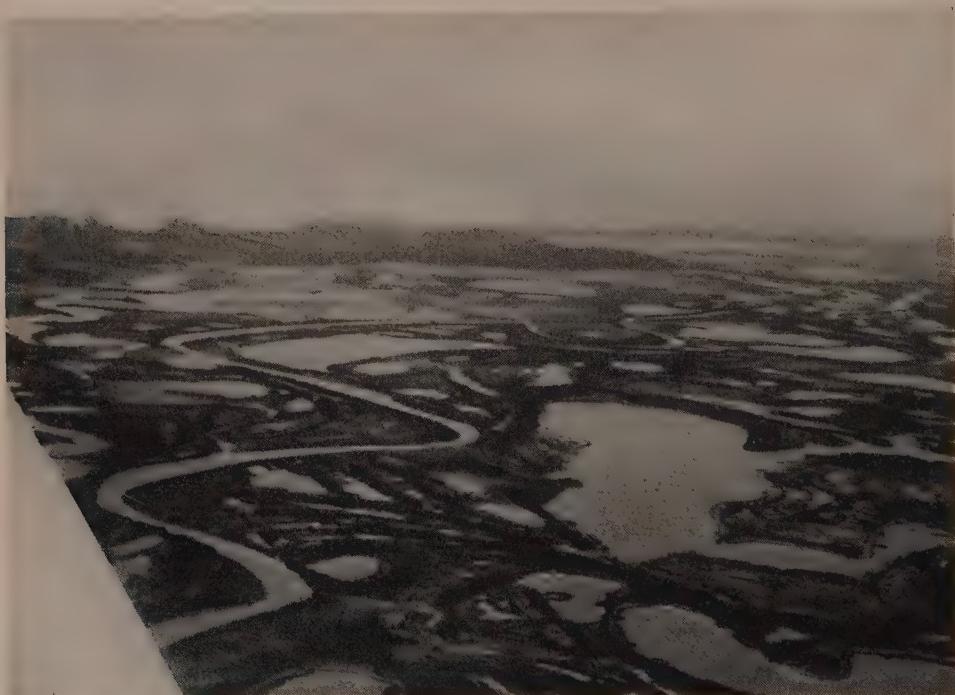


Abb. 5. Das in nur 90–110 m Meereshöhe gelegene Binnendelta des Großen Pantanal wird von zahlreichen mäandrierenden Dammuferflüssen durchzogen. In der unteren Bildhälfte links eine abgeschnürte Flusschlinge mit Umlaufsee. Aufn. P. DORFF.

tember) Sand aus wasserlosen Baías bläst und in der Umgebung zu flachen Dünen anhäuft, konnte ich gelegentlich beobachten. Aber der Wind vermag allenfalls vorhandene Baías zu vertiefen. Ihre Entstehung primär auf Windwirkung zurückführen zu wollen, dürfte in einer derartig von Wasserläufen durchzogenen Landschaft, die an ihrem östlichen Rande 1500–1600 mm und an ihrer westlichen Grenze immer noch 1165 mm Jahresniederschlag empfängt, kaum angängig sein. Auch für die „Sackungstheorie“ fehlen die Beweise. Es gibt im Pantanal keine Moore.

Die Baías hängen in ihrer Entstehung vielmehr eng mit der fluviatilen Auffüllung der großen Pantanal-Depression zusammen. Man kann das Werden

der Baías im Bereich der Flußläufe noch heute in allen Entwicklungsstadien beobachteten (Abb. 5-7).

Das Pantanal stellt ein gewaltiges *Binnendelta* dar, in dem sich die zahlreichen, vom Planalto herabkommenden Flüsse vereinigen und ihre mitgeführten Sedimentmassen niederschlagen. Der wachsenden Mächtigkeit der Ablagerungen läuft eine seit langen geologischen Zeiten andauernde tektonische Senkung des Gebietes parallel, so daß der Charakter eines unfertigen, in weiterer Auffüllung begriffenen Tieflandes erhalten bleibt. Die ungefähr auf Corumbá zu konvergierenden Flüsse queren nach ihrem Austritt aus den tiefgekerbten Stufenrändern des Planalto eine schmale, sanft geneigte Bergfußebene, in die sie einige



Abb. 6. Mäandrierender Dammuferfluß im Großen Pantanal. Innerhalb des fast abgeschnürten Mäanderbogens ein in Bildung begriffener Umlaufsee. Aufn. H. WILHELMY.

Meter tief eingesenkt sind. Diese Bergfußebene geht in einen flachen Schwemmkessel über, der von einem Netzwerk sich häufig verlagernder, stark sedimentführender Wasseradern überzogen ist, die sich mit dem Eintritt in die fast gefällslose Ebene bald wieder zu größeren Flußläufen vereinigen. Diese Flüsse besitzen keine eingesenkten Täler mehr, sondern ihr Bett wird durch die von ihnen selbst aufgeschütteten *Uferdämme* bestimmt. Infolge des Erlahmens der Transportkraft – das Ost-West-Gefälle im Pantanal beträgt etwa 0,03 ‰ – sinken in der Ebene die Sedimentmassen der Flüsse zu Boden; die Betten werden erhöht, und gleichzeitig wachsen die Uferdämme. Da die Fließgeschwindigkeit des Wassers an den Ufern geringer ist als in der Strommitte, schlagen sich die Schwebestoffe am stärksten in Ufernähe nieder. So wachsen die Uferdämme bis

zur mittleren Höhe der jährlichen Hochwässer empor. Sie fallen relativ steil zum Fluß, jedoch flach nach außen ab. Bei außergewöhnlichen Hochwässern werden sie überflutet, bei normalen Wasserständen säumen sie als bewaldete natürliche Deiche die Wasserläufe.

Wo Uferdämme von Prallhängen unterschnitten werden, entstehen Lücken, durch die sich der Fluß in das dahinter gelegene tiefere Land ergießt. Strombettverlegungen und neue Verzweigungen können die Folge sein. Es kommt auch vor, daß der Fluß hinter der Dammbruchstelle, im tieferen Land, einen flachen



Abb. 7. Umlaufseen im Mäandergürtel eines Pantanal-Flusses. Aufn. H. WILHELMY.

Schwemmkegel aufschüttet, mit dem er sich unter Umständen wieder selbst den Weg verbaut, so daß er in sein altes Bett zurückgezwungen wird. Perioden starker Wasserführung wechseln mit solchen, in denen der Fluß innerhalb seiner Uferdämme in mehrere Wasseradern aufgelöst ist, die sich mühsam durch die Sandbänke ihren Weg suchen oder sich in sehr trockenen Jahren zeitweise auch völlig verlieren.

Die Uferdämme sind das eine Kennzeichen der Flüsse des Pantanal, das andere sind ihre *Mäander* (Abb. 5-7). Die großen Flüsse mit starker Wasserführung und bedeutender Tiefe durchziehen in weitausholenden Schwingungen das Land. Je kleiner die Wasserläufe sind, um so kleiner wird auch die Amplitude ihrer Schwingungen und um so schmäler der Mäandergürtel. Der Stromstrich verlagert sich beständig. Die Mäander wandern daher langsam abwärts.

Häufig kommen die Schlingen der idealen Form des Kreisbogenmäanders nahe. Wenn schließlich der Fluß den Mäanderhals durchbricht und durch den eingeschlagenen Sehnenweg seinen Lauf verkürzt, dann bildet sich im Gebiet der von Uferdämmen begleiteten tropischen Tieflandflüsse kein Umlaufberg, sondern eine von den inneren Uferdämmen des Kreisbogenmäanders zum größten Teil umschlossene Hohlförm, die sich zunächst mit Flußwasser füllt, aber von dem an der Durchbruchstelle neu entstehenden Uferdamm schließlich völlig vom Flußlauf abgeschnürt wird (Abb. 8). Auf diese Weise ist die Entstehung der Baías des Pantanal zu erklären. Ich schlage vor, sie analog den Umlaufbergen als Umlaufseen zu bezeichnen (Abb. 9).

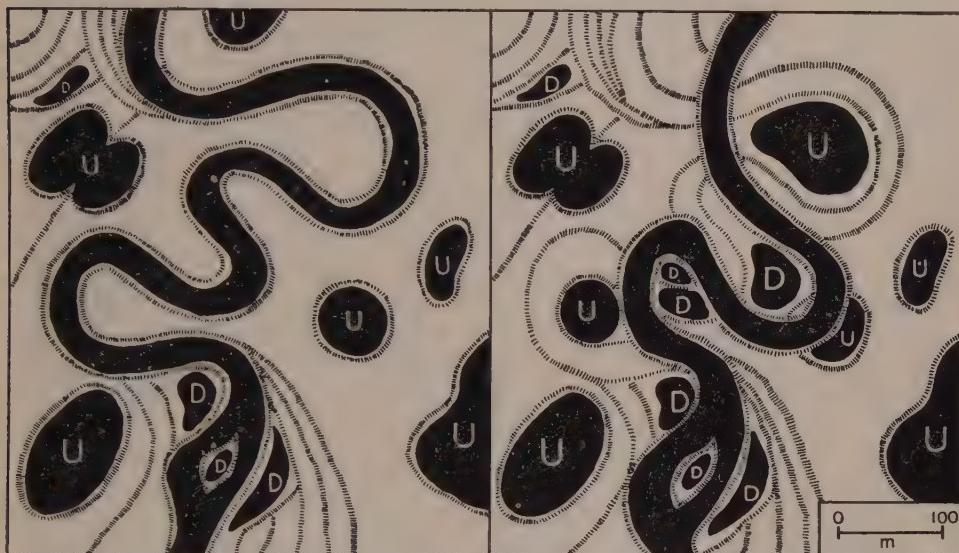


Abb. 8. Schematische Darstellung der Entstehung von Umlauf- und normalen Dammuferseen.  
U = Umlaufsee, D = normaler Dammufersee. Entwurf H. WILHELMY.

Umlaufseen sind, um dies noch einmal klar zu sagen, nicht einfach Flußbettreste in abgeschnürten freien Mäandern, keine verlassenen Flußschlingen, die etwa durch den Verlandungsprozeß eine mehr oder weniger runde Form angenommen haben, sondern durch die Uferwälle stark mäandrierender Flüsse rundum abgedämmte Hohlformen, die neben dem Flußbett entstehen und sich erst nachträglich mit Wasser füllen. Die Sohle der mäandrierenden Flüsse liegt höher als der Boden der von ihnen abgeschnürten Depressionen. Diese hohe Lage der Flußbetten über dem allgemeinen Niveau der Landschaft und die Durchlässigkeit der Böden (s. u.) scheinen die Hauptursache dafür zu sein, daß im Pantanal die abgeschnürten flachen Schlingen selbst keine Altwässer führen<sup>4)</sup>.

<sup>4)</sup> In den undurchlässigen Schwemmlandböden Neu-Guineas hingegen sind die abgeschnürten Mäander mit Wasser erfüllt. Vom Sepik (W. BEHRMANN 1915, 1917) sind keine Umlaufseen bekannt geworden.

Schenkt man den Kleinformen der Topographie im Pantanal nähtere Beachtung, so entdeckt man ohne große Mühe die alten Uferwälle, die die Baías umgeben. Wenn sie schmal und noch gut erhalten sind, werden sie von der Bevölkerung *cordilheiras* genannt, ein Ausdruck, den wir in der Anwendung auf hohe Kettengebirge kennen, der aber in Südamerika auf jeden zweiseitig abfallenden Höhenzug mit ausgesprochener Längserstreckung angewendet wird –, so auch im bergarmen Pantanal auf die alten Uferdämme.

Neben diesen schmalen alten Uferdämmen gibt es solche, die eine Breite von mehr als 100 m haben. Sie sind leicht gewellt und durch das Zusammen-



Abb. 9. Umlaufseen im großen Pantanal von Mato Grosso. Die sandigen ehemaligen Uferdämme, von denen die Seen umschlossen sind, bedeckt sommergrüner Feuchtwald. Links unten ein ausgetrockneter Umlaufsee, rechts unten der Mäandergürtel eines Flusses. Aufn. H. WILHELMY.

wachsen mehrerer Uferdämme oder durch nachträgliche Abflachung einstmals deutlicher ausgeprägter Uferwälle entstanden. Sie bilden die größeren Terra-firme-Platten des Pantanal, jene hochwasserfreien Flächen, auf denen gewöhnlich die Gebäudekomplexe der Fazenden liegen.

Das Material, das die Uferdämme der Flüsse und damit überhaupt das festere höhere Land des Pantanal aufbaut, ist Sand. Leichte und schwere Lehmböden kommen zwar örtlich vor, treten jedoch in ihrer Verbreitung weit hinter die leichten Sandböden zurück. Die Profile der Brunnenbohrungen (bis 92 m) zeigten immer die gleiche Wechsellagerung roter und weißer, meist lehmarmer Sande. Darauf beruht die verhältnismäßig starke Wasserdurchlässigkeit und die neutrale Reaktion der Böden im Pantanal (pH 7). Der hohe Sandanteil in den

Alluvionen verhindert im Unterschied zu den Lehmböden der Sudds im Becken des Weißen Nils<sup>5)</sup> die Stagnation des Wassers und damit die Sumpfbildung und Versauerung der Böden.

Die feinen Sande, die von den Flüssen leicht abtragbar, aber auch nicht minder leicht akkumulierbar sind, begünstigen die Mäanderbildung. HJULSTRÖM (1942, S. 268) hat gezeigt, daß die Neigung der Flüsse zum Mäandrieren in hohem Maße vom Vorkommen dieses leicht erodierbaren Materials abhängt. Auf schwach geneigten Sandflächen entstehen die dem Kreis am stärksten ange-



Abb. 10. Umlaufseen und normale Dammuferseen am unteren Rio Magdalena zwischen Barbosa und Magangué, Kolumbien. Aufn. SCADTA.

nähernten Mäanderbögen. So hängt also die Entstehung der unzähligen runden Seen im Pantanal kausal sowohl mit der geringen Neigung des Geländes wie auch mit der Fazies des von den Flüssen herangebrachten Sediments zusammen. Die moderne Natur- und Geisteswissenschaft hat von einer allgemeinen Formenkunde her den Begriff der „strukturellen Ordnung“ geprägt. Die Umlaufseen erweisen sich damit als die strukturelle Ordnung freimäandrierender Tieflandflüsse.

Wenn diese Auffassung richtig ist und die Baías des Pantanal nicht nur eine lokale Sonderform darstellen, müssen Umlaufseen auch in anderen von mäandrierender Dammuferflüssen durchzogenen Schwemmlandländern zu finden sein.

<sup>5)</sup> E. HÖLLER 1936.

Die schönste Übereinstimmung mit der Pantanal-Landschaft zeigt die ausgedehnte Magdalena-Niederung im N Kolumbiens. Im Gebiet zwischen Rio Cauca und San Jorge, auf der von zwei Magdalenaarmen umflossenen großen Isla Margarita und auch östlich des Stroms sieht man ebenso wie im Pantanal Umlaufseen in *statu nascendi* und allen späteren Entwicklungsphasen. Abb. 10 aus der Gegend zwischen Barbosa und Magangué am unteren Magdalena und Abb. 5 aus dem Großen Pantanal gleichen sich vollkommen. In Kolumbien heißen die Niederungsseen, unabhängig von ihrer Größe, *cienagas*.

In Venezuela, im Mündungsdreieck zwischen Orinoco und Apure, lernte OTREMB<sup>a</sup>) eine Landschaft kennen, die ebenfalls absolut der des Pantanal entspricht. Vom Flugzeug aus überblickte er ein weites Seengebiet, auf das sich nach seinen Worten „die Beschreibung der Pantanal-Seen ohne wesentliche Änderung übertragen ließe“. Auch nördlich des Rio Apure, halbwegs zwischen San Fernando und Calabozo, bereiste er eine durch relativ kleine, weit verstreute Umlaufseen charakterisierte Landschaft.

In der Amazonas-Niederung sind bisher keine Umlaufseen beobachtet worden. An den Unterläufen der Schwarzwasser- und Klarwasserflüsse (Tapajós, Xingú, Rio Negro usw.<sup>7</sup>) ist auch mit ihrem Auftreten *a priori* nicht zu rechnen, da diese Flüsse das alte, flachwellige Rumpfgebirge Zentralbrasiliens durchfließen und nur derartig geringe Mengen von Schwebegut mit sich führen, daß sie an den Unterläufen nicht mehr sedimentieren, daher keine Dammufer, sondern weiße Sandstrände bilden. Abgeschnürte Mäander, die sich zu selbständigen Seen entwickeln, sind zwar bei diesen Flüssen häufig, aber es handelt sich bei ihnen um gewöhnliche Altwässer, nicht um Umlaufseen. Besonders schöne Beispiele solcher gewundenen dammuferlosen Altwasserseen beobachtet man in der etwa 10 km breiten Talniederung des Rio Cururú, eines typischen Schwarzwasserflusses, der in den klargrünen Tapajós mündet.

Umlaufseen können allein in den Stromgebieten lehmig-trüber, sedimentreicher Flüsse, also vor allem in den von „Weißwasserflüssen“ durchzogenen Niederungen entstehen. SIOLI hat nur ein einziges Mal auf einem Flug von Rio de Janeiro nach Manáus auf der Strecke zwischen Goiânia und dem Flugplatz Serra do Cachimbo, im Gebiet des oberen Xingú, Seen beobachtet, deren Aussehen völlig dem der Pantanal-Seen glich und deren Entstehung er sich nicht erklären konnte<sup>8</sup>). Vermutlich sind es Umlaufseen.

Der Stromebene des Mississippi und dem Mississippi-Delta haben RUSSELL (1935–1939) und FISK (1944, 1947) eine Reihe aufschlußreicher morphologischer und geologischer Untersuchungen gewidmet. BAULIG (1949) hat über diese Arbeiten zusammenfassend referiert.

Mit seinem Eintritt in die alluviale Schwemmlandebene beginnt der Mississippi kräftig zu mäandrieren. Die Hauptzone der Mäander erstreckt sich von Memphis bis New Orleans. Im Mündungsgebiet unterhalb von New Orleans fehlen stärkere Krümmungen. Ausgeprägte Uferdämme, hinter denen sich weite

<sup>6)</sup> Herrn Kollegen OTREMB<sup>a</sup>, Hamburg, bin ich für diesen Hinweis sehr zu Dank verpflichtet.

<sup>7)</sup> Über die amazonischen Flussarten vgl. H. SIOLI 1956, S. 102; 1957 a. S. 609.

<sup>8)</sup> Nach einer Mitteilung von Herrn Dr. H. SIOLI, Direktor der Hydrobiologischen Anstalt Plön, auf Grund eines Vergleiches mit meinen Pantanalaufnahmen. Dafür und für die freundliche Überlassung der Abb. 1 und 11 schulde ich Herrn Dr. SIOLI herzlichen Dank.

Zypressensümpfe ausdehnen, begleiten den Strom. Häufig beobachtet man im Laufstück oberhalb Baton Rouge große abgeschnürte Mäander mit Altwässern und einem See innerhalb der Uferdämme, die zusammen mit dem an der Durchbruchsstelle neu entstehenden Sandwall eine flache, abflußlose Mulde umschließen. Diese Altwasserseen mit oder ohne Umlaufseen nennt man am Mississippi *oxbow lakes*, „Joch-Seen“, weil die durch das verkürzte Laufstück verbundenen Schenkel der U-förmigen Mäander einem Ochsenjoch ähneln (BAULIG 1949, S. 225).

Für Seen von auffällig runder Gestalt im Mississippi-Delta gibt SAMOJLOW (1956, S. 610) folgende Deutung: „Sie entstehen in versumpften Bezirken infolge der Senkung des Geländes. Zunächst sind es Sumpfseen mit unregelmäßigen Umrissen, die zwischen den Uferwällen der Flussarme liegen. Dann fließen sie bei der Senkung des Festlandes ineinander, werden größer und rund. Wenn die Senkung das Relief des Bezirkes stark geglättet hat und in ihm kleine schmale Buchten das Übergewicht erlangen, so fließen die runden Seen rasch mit ihnen zusammen und bilden einwärtsgekrümmte bogenförmige Küsten, wie sie dem Nordweststrand des Golfs eigentümlich sind.“

Daß das Mississippi-Delta unter der Last der gewaltigen Sedimentmassen in einer anhaltenden kräftigen Absenkung begriffen ist, wissen wir aus den Ergebnissen von mehr als 100 000 Erdölbohrungen, die im Deltagebiet (i. w. S.) niedergebracht worden sind. Begraben unter jungen Ablagerungen wurden in der Tiefe ganze Systeme von alten Uferdämmen (*levées*), die Läufe der dazugehörigen Dammuferflüsse (*bayous*) und versunkene Strandwälle (*cheniers*) nachgewiesen, die die Nähe der einstigen Küste anzeigen. „Vergleichen wir die Verteilungsarme eines Deltalauf-Systems mit den Adern und Äderchen eines Blattes“, schreibt RUSSELL (1939, S. 291) mit Blick auf das Mississippi-Delta, „dann gleicht der Gesamtbau einer großen Deltamasse einem Stapel von Blättern, die alle ungefähr parallel angeordnet sind. Nur die Adern der obersten Blätter führen das Wasser des heutigen Flusses“. Nach diesen Beobachtungen wird es verständlich, daß in Gebieten schneller, kräftiger Landsenkung nicht mit einem gehäuften Auftreten von Umlaufseen zu rechnen ist. Ihre Lebensdauer ist zu sehr begrenzt. Kaum sind sie entstanden, werden sie infolge der anhaltenden Absenkung wieder von neuen Sedimentmassen überdeckt und verschwinden damit aus dem Landschaftsbild. Auch das Pantanal ist ein altes Senkungsfeld, aber die Absenkung muß dort sehr viel langsamer vor sich gehen als im Mississippi-Delta.

Ob die Entstehung der runden Seen im Mündungsgebiet des Mississippi tatsächlich auf das Zusammenfließen einstmals unregelmäßig gestalteter Seen infolge der Landsenkung zurückzuführen ist oder ob es sich bei ihnen nicht doch um Umlaufseen im Stadium der Vernichtung handelt, läßt sich ohne genauere Kenntnis der örtlichen Verhältnisse nicht entscheiden.

Aufschlußreiche Beobachtungen zu unserem Fragenkreis machte K. SCHROEDER im Deltagebiet des Rio Grande del Norte<sup>9)</sup>. Er stieß dort in dem teils von aktiven, teils von abgeschnittenen Mäandern des Rio Grande und seinen Mündungsarmen durchzogenen Gebiet wiederholt auf runde oder ovale,

<sup>9)</sup> Die nachstehenden Ausführungen beruhen auf einer Mitteilung, für die ich Herrn Dr. K. SCHROEDER, Berlin, meinen besten Dank ausspreche.

allseitig von Uferdämmen umrahmte Vertiefungen, die jedoch im Unterschied zu den bisher beschriebenen Beispielen nicht von Wasser erfüllt sind. Die Böden dieser schüsselförmigen Tiefen sind stark salzhaltig, die umrahmenden Dammhöhen hingegen nicht. Daraus ergibt sich eine deutliche Differenzierung sowohl der natürlichen Vegetation als auch der Landnutzung. Der Unterschied zwischen Dammhöhe und Wannenböden beträgt im Höchstfall 1,5 m, ist jedoch meist wesentlich geringer, so daß diese Formen leicht zu übersehen und kaum zu fotografieren sind. Sie sind jedenfalls gegenüber denen des großen Pantanal bedeutend abgeschwächt, was sich wohl aus der Lage des Deltas und der des Einzugsgebietes des Rio Grande am Rande der Tropen erklären läßt. SCHROEDER hält es für wahrscheinlich, daß sich einige der Vertiefungen nach besonders schweren Sommerregen (September-Maximum) eine Zeitlang mit Wasser füllen. Die aufbauende Kraft der sedimentreichen Hochwässer des Rio Grande, durch die die flachen Wannen einst entstanden sind, ist heute weitgehend gebrochen. Seit mehr als drei Jahrzehnten fließen infolge der starken Entnahmen für Bewässerungszwecke im unteren Rio-Grande-Tal und dank der Hochwasserregulierung durch Stauanlagen nur noch geringe Wassermengen ins Meer. Die beschriebenen Wannen sind also fossil. Genetisch entsprechen sie offensichtlich den Umlaufseen des Pantanal. Da sie jedoch wasserlos sind, empfiehlt es sich in diesem Falle von „Umlaufwannen“ oder, wie SCHROEDER vorschlägt, von „Umlauftiefen“ zu sprechen.

Der Nachweis von Umlaufseen ist naturgemäß dort erschwert, wo die fruchtbaren Deltalandschaften bereits intensiv landwirtschaftlich genutzt werden. Durch den Bau von Kanälen, Trockenlegung der Seen und die sich regelmäßig wiederholende Pflugarbeit sind die an sich nicht bedeutenden Niveaunterschiede im Gelände ausgeglichen worden. Wir werden daher in erster Linie in noch unberührten Schwemmlandebenen nach Umlaufseen zu suchen haben. Ihr Vorkommen wird vermutlich auch nicht allein auf die hier behandelten *tropischen* Schwemmlandebenen beschränkt sein. Es sind mir zwar bisher keine Beispiele von Umlaufseen aus nichttropischen Gebieten bekannt; ihre Entstehung dürfte jedoch — unabhängig vom Klima — überall dort möglich sein, wo Tiefländer von echten Dammuferflüssen durchzogen werden.

## II. Normale Dammuferseen

Nicht sämtliche der auf Abb. 5 und 10 wiedergegebenen Seen sind im strengen Sinne des Wortes „Umlaufseen“, d. h. durch die Abschnürung eines Kreisbogenmäanders entstandene, von Uferwällen umgebene, wassererfüllte Hohlformen. Es kann vorkommen, daß die Depression zwischen zwei sich etwa spitzwinklig verschneidenden Uferdämmen durch einen sich an der zunächst offenen Seite aufbauenden dritten Uferwall derart abgesperrt wird, daß sich eine abflußlose Hohlform bildet. Sie wird sich mit Wasser füllen und nur durch ihre Dreiecksform oder ihren unregelmäßigen Grundriß von einem echten Umlaufsee unterscheiden (Abb. 8). Höchstwahrscheinlich sind die stärker zerlappten Lagôas des Großen Pantanal auf diese Weise im toten Winkel sich überkreuzender alter Uferdämme entstanden.

Aber selbst die runde Form der Umlaufseen kann zustande kommen, wenn halbkreisförmige Uferdämme ein entsprechendes Gegenstück erhalten. Es ergibt

sich dadurch genau das charakteristische Bild echter Umlaufseen, ohne daß die Entstehung dieser Seen die Folge des Durchbruches durch einen Mäanderhals ist. In solchen Fällen wollen wir von normalen Dammuferseen sprechen. Die Bezeichnung „normaler Dammufersee“ wurde deshalb gewählt, weil letztlich auch die Umlaufseen von Uferdämmen umschlossen sind. Die Umlaufseen sind also nur eine Sonderform der Dammuferseen.

Wir müssen uns freilich darüber im klaren sein, daß derartige theoretische Unterscheidungen in einer schnellen Veränderungen unterworfenen Aufschüttungslandschaft sehr viel schwieriger sind als in einem Abtragungsgebiet. Wer vermag in einer Schwemmlandebene wie der des Pantanal oder des unteren Magdalena-Natals die alten Flußläufe sicher zu rekonstruieren und zu entscheiden, in welchen Fällen es sich um Umlaufseen, in welchen um normale Dammuferseen handelt? Selbst die Analyse des Gegenwartsbildes hochamphibischer tropi-

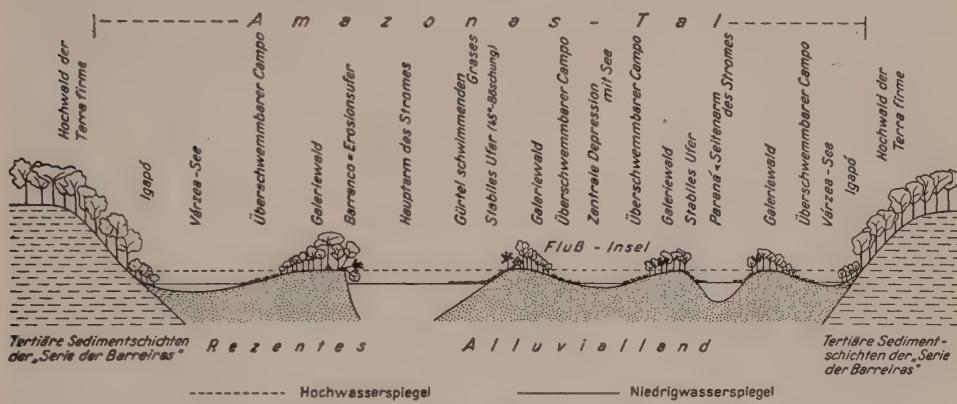


Abb. 11. Schematischer, stark überhöhter Querschnitt durch das untere Amazonas-Tal.  
Nach H. SIOLI.

scher Stromlandschaften (Abb. 5 und 10) ist nicht leicht, geschweige denn einer Landschaft, in der die Beziehungen zwischen Seen und Flüssen nicht mehr so deutlich sichtbar sind (Abb. 3). Allein für den Mississippi ist bisher auf Grund von Luftbildauswertungen der Versuch gemacht worden, die alten Mäanderläufe der letzten Jahrhunderte zu rekonstruieren. FISK (1944) hat sie auf einer schönen farbigen Karte dargestellt.

Zur Gruppe der normalen Dammuferseen sind auch die Inselseen zu rechnen, die SIOLI (1957 a, S. 618) im Amazonas beobachtet hat: „Wo sich durch Strömungsverhältnisse das Geschiebe zu Sandbänken aufstaut, können diese sich auch weiter zu Flußinseln entwickeln, auf denen dann bei jedem jährlichen Hochwasser ebenfalls, wie auf den weiten Flächen der Ufer-Várzeas, eine senkrechte Auflagerung von Schwebestoffen des Flußwassers stattfinden kann. Auf diese Weise entstehen bei größeren Inseln – genau wie bei den Ufer-Várzeas – höhere deichartige Ufer, während die Mitte dann meistens durch einen oder mehrere flache Seen eingenommen wird“ (Abb. 11). Solche tellerartigen Inseln werden allseitig von einem Uferdamm gesäumt und vom Strom um-

flossen. Der See innerhalb des Uferdamms ist dennoch kein Umlaufsee, sondern ein normaler Dammufersee. Ich habe derartige Inselseen auch am unteren Magdalena beobachtet (Abb. 12).

Schließlich müssen ganz allgemein die *várzeas Amazoniens* (Abb. 1) und die *back-swamps* des Mississippi in diesem Zusammenhang genannt werden. Sie verdanken ihre Existenz den Uferdämmen, die das Zurückfließen des während der Hochwasserzeit weithin über die Niederungen ausgebreiteten Wassers in die Ströme verhindern<sup>10)</sup>. Auch diese riesigen Überschwemmungsseen sind im weiteren Sinne Dammuferseen, obgleich sie nur zum Strom hin durch Uferwälle



Abb. 12. Dammuferseen am unteren Magdalena zwischen Calamar und Barranca Bermeja. Links oben eine von Uferdämmen gesäumte Flußinsel mit Inselsee. Aufn. SCADTA.

begrenzt werden und landeinwärts durch das Ansteigen des Geländes ihre natürliche Grenze finden.

Vom mittleren Jangtse sind durch SCHMITTHENNER (1927, 1932) vielfältig gelappte und verästelte Rückstauseen bekannt geworden, die ähnlich wie die Várzeas Amazoniens ihre Entstehung einmal den Uferdämmen des Jangtse, andererseits den gewaltigen Wasserspiegelschwankungen des Stromes

<sup>10)</sup> Herr Kollege BLUME, Kiel, machte mich freundlicherweise darauf aufmerksam, daß sich einige schöne Beispiele für Dammuferseen am unteren Mississippi in dem von der Mississippi River Commission, Vicksburg (Miss.), herausgegebenen Atlas finden; Flood Control and Navigation Maps of the Mississippi River (Karten im Maßstab 1 : 62 500).



Abb. 13. Die Rückstauseen am mittleren Jangtse. Nach H. SCHMITTHENNER.

verdanken (Abb. 13). Während sich aber die Várzeas in erster Linie infolge der flächenhaften Ausbreitung des Amazonashochwassers selbst bilden, sammelt sich in den Rückstauseen des Jangtse das am Abströmen verhinderte Wasser der Nebenflüsse. Sommerregen und Schneeschmelze in den südwestchinesischen Gebirgen führen bei Hankau zu einem Anstieg von 15–18 m, in den Talengen oberhalb Itschang sogar von 30–40 m. Dadurch können die Nebenflüsse ihre Wasser nicht mehr abführen, und ihre Unterläufe werden zu regelrechten Staubecken, in denen sich der von den zuströmenden Gewässern mitgeführte Schlamm niederschlägt. Dieses periodisch trockenfallende fruchtbare Überschwemmungsgebiet war von der Natur zum Reisbau geradezu vorausbestimmt.

### III. Ähnliche Formen

In der ausgedehnten, 3100–3300 m hoch gelegenen Flachlandschaft des Yedigöl im Kili kischen Ala Dag (Taurus) finden sich außer den in glazial ausgeschürften Wannen gelegenen größeren Seen häufig kleine Rundseen einer auffällig regelmäßigen, kreisförmigen Gestalt<sup>11)</sup>. Sie sind in ihrer

<sup>11)</sup> Herr Kollege SPREITZER, Wien, stellte mir seine Beobachtungen aus dem Kili kischen Ala Dag bereitwilligst zur Verfügung, wofür ich ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danke.

Verbreitung an die schmalen rezenten Alluvialebenen gebunden, die sich durch ihren Grasbewuchs deutlich aus der kahlen Landschaft abheben<sup>12)</sup>.

Die kleinen Alluvialebenen mit ihren Rundseen sind in flache Hohlformen eingebettet, die ursprünglich als Karstwannen entstanden und später durch eiszeitlichen bis späteiszeitlichen Gletscherschurf umgestaltet worden sind. Heute unterliegen sie einerseits der Zuschüttung, andererseits der Aufschließung durch kleine Talfurchen, die sie miteinander verbinden. Die lehmigen Aufschüttungs-ebenen werden von kräftig mäandrierenden Gewässern durchzogen. Durch Ufer-abbruch treten seeartige Erweiterungen der Wasserläufe auf. Die Uferlinie setzt sich häufig aus mehreren kleineren regelmäßigen Bögen zusammen. SPREITZER hält darum ein Zusammen-wachsen kleinerer Formen zu etwas größeren Wasserflächen für wahrscheinlich.



Abb. 14. Rundseen im Kilikischen Ala Dag, Taurus. Nach einer Skizze von H. SPREITZER.

ebenen nach starken Herbstregen und besonders nach der Schneeschmelze völlig unter Wasser stehen. Bereits nach Einsetzen der ersten Herbstregen in der zweiten Septemberhälfte des Jahres 1938 lag der Wasserspiegel der kleinen Rundseen nur noch 10–20 cm unter dem Niveau der Alluvialebenen, während er im Hochsommer (August 1955) auf  $\frac{1}{2}$ –1 m darunter abgesunken war. Manche der Seen waren völlig oder fast völlig ausgetrocknet, zeigten aber noch die Spuren der frühsommerlichen Wasserfüllung. Bei Hochwasser werden auch die Altwasserringe und die Rundseen überflutet. Dabei entstehen höchstwahr-scheinlich jene Uferabbrüche, die zur Aufzehrung der Wieseninselchen führen.

Beiderseits der Wasserläufe, im Bereich des Mäandergürtels, treten nun die erwähnten runden Seen auf, deren Durchmesser nur zwischen 2 und 5 m schwankt. Wichtig für die Deutung dieser kleinen Seen ist, daß man alle Übergänge von offenen Mäanderbögen über abgeschnürte Mäander, Altwasserringe mit einer zentralen Insel bis zu voll ausgebildeten Rundseen findet (Abb. 14). Daß die Rundseen aus abgeschnürten Wiesenmäandern hervorgegangen sind, dürfte damit kaum zweifelhaft sein. Aber es kann sich in diesem Falle nicht um Umlaufseen handeln, da die Gewässer keine Dammufer besitzen. Die Ausgangsform der Rundseen sind vielmehr die Alt-wasserringe mit ihren kleinen zentralen Wiesen-inseln. Erst wenn diese verschwinden, verwandeln sich die Wasserringe zu Rundseen.

Die Zerstörung der zentralen Inselchen scheint nach SPREITZERS Beobachtungen auf Ufer-abrüche und Kolkwirkungen in Zeiten völliger Wasserüberflutung zurückzuführen sein. Aus Ufer-

<sup>12)</sup> Vgl. H. SPREITZER 1957, Bild 7.

In allen Fällen handelt es sich also bei den kleinen Rundseen des Ala Dag um reine Zerstörungsformen, denn abdämmende Uferwälle wurden, wie bereits betont, nirgends beobachtet.

Eine im Landschaftsbild weit auffälligere Erscheinung als die kleinen Rundseen in den Hochtälern des Taurus sind die Carolina-Bays auf der



Abb. 15. Carolina-Bays. Aufn. U.S. Agricultural Dep. North Carolina, Bladen County,  
Nr. 35/36, ACE 7, 146/147.

atlantischen Küstenebene Nordamerikas (Abb. 15). 1895 beschrieb L. C. GLENN erstmalig eigenartige elliptische Hohlformen aus der Gegend von Darlington in Süd-Carolina, die von der dortigen Bevölkerung als *bays* bezeichnet werden –,

eine auffällige Parallele der Namengebung zu den *baías* des Pantanal. Die 1930 durchgeführte lufttopographische Aufnahme des Gebietes von Conway-Darlington erbrachte den Nachweis der Existenz von mindestens 1500 Bays auf einer Fläche von 1300 qkm (MELTON-SCHRIEVER 1933). Inzwischen sind weitere Luftbildreihen aufgenommen worden. Heute wissen wir, daß es innerhalb eines etwa 150 km breiten Streifens, der entlang der atlantischen Küste von Nord-Carolina durch Süd-Carolina bis in das nordöstliche Georgia reicht, über hunderttausend Bays gibt, die untereinander noch größere Ähnlichkeit besitzen als die Baías des Pantanal. Durch die Untersuchungen von MELTON-SCHRIEVER (1933) und JOHNSON (1942) die eine lebhafte Diskussion hervorriefen<sup>13)</sup>, haben die merkwürdigen Carolina-Bays Berühmtheit erlangt, ohne daß die Frage ihrer Entstehung bisher befriedigend beantwortet wäre.

Die Carolina-Bays liegen auf der sich nur 8 m über den Meeresspiegel erhebenden Pamlico-Terrasse der atlantischen Küstenebene. Den Untergrund bilden kretazische Kalke, die von pliozänen marinen Sanden und einer nach W auskeilenden Lehmdedecke überzogen sind. Im Kristallin jenseits der Fall-Linie fehlen die Bays. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 30 m und 5–6 km. Die großen Bays stellen ovale oder eiförmige Gebilde dar, während sich die kleineren mehr einem Kreis nähern. Auffällig ist die absolut gleichartige Orientierung der Bays: ihre Längsachsen verlaufen einheitlich von SO nach NW (S 46° O). Das südöstliche Ende der Depressionen wird häufig von einem etwa 1,5 m hohen, sanft geböschten Sandwall umgeben, dessen Breite an der Basis bis zu 75 m betragen kann. Nur in seltenen Fällen – dies ist ein bemerkenswerter Unterschied zu den Baías des Pantanal – wird die Hohlform allseitig von einem Sandwall umschlossen. Den Bays im südlichen Abschnitt der Küstenebene fehlt in der Regel ein Sandwall überhaupt.

Die kleinen Bays treten in unregelmäßiger Streuung zwischen den größeren auf. Gelegentlich finden sich – ein weiterer Unterschied zu den Pantanal-Seen – kleinere Bays verschachtelt innerhalb der größeren.

Die Carolina-Bays sind ganz flache, kaum zu bemerkende und nur aus der Luft recht wahrnehmbare Depressionen in der mit Föhrenwäldern bedeckten Küstenebene. Sie sind mit schwer zugänglichen Sumpfgehölzen bewachsen oder werden von Mooren eingenommen. Das Torfpolster einer Bay von 400–800 m Durchmesser ist etwa 6 m dick. Unter dem Torf steht der gleiche Sand an, der die Wälle im südöstlichen Quadranten der Depressionen aufbaut. Die Böden der Bays würden nach Abdeckung der Torfschicht 8–15 m unter dem allgemeinen Niveau der Küstenebene liegen.

Für die Entstehung der Carolina-Bays sind die verschiedensten Erklärungen gegeben worden. COOKE (1936) vertrat die These, daß lange schmale Strandseen, die von hauptsächlich aus einer Richtung wehenden Winden überstrichen werden, in Ketten elliptischer Seen aufgelöst würden. JOHNSON (1942) hält diese Erklärung für unzulänglich und zitiert Beispiele (Myrtle Beach in Süd-Carolina), auf die COOKES Deutung nicht anwendbar ist.

1931 haben MELTON und SCHRIEVER 43 Bays des Conway-Darlington-Gebietes eingehend untersucht und Stellung zu einer Reihe von Erklärungs-

<sup>13)</sup> MACCARTHY 1937, PROUTY and STRALEY 1937, COOKE 1943, JOHNSON 1944, McCAMPBELL 1945, MELTON 1950, SCHRIEVER 1951, PROUTY 1952, LEGRAND 1953.

möglichkeiten genommen<sup>14)</sup>). Auch nach Ansicht dieser beiden Autoren kann es sich nicht um abgeschnürte Meeresbuchten handeln. Eine solche Deutung vermag nicht die regelmäßige elliptische Form der Bays zu erklären. Die übereinstimmende Achsenrichtung lässt zwar an Windwirkung denken, aber die Hauptwindrichtung ist SW, weicht also um 90° von der Streichrichtung der Längsachsen ab; so fällt es auch schwer, etwa an Deflationswannen zu glauben. Man könnte eine Entstehung infolge Lösung der Kalke durch Grundwasser in Erwägung ziehen. Doch auch diese „Dolinen-Theorie“ erklärt nicht die regelmäßige Form der Bays, ihre strenge Orientierung und das häufige Auftreten von Sandwällen an ihrem südöstlichen Rand.

MELTON und SCHRIEVER (1933) kamen nach Überprüfung aller angeführten Erklärungsmöglichkeiten zur Auffassung, daß die Carolina-Bays dem Auftreffen eines Meteoritenschwärms ihre Entstehung verdanken. Ein schräger Einschlag der auf parallelen Bahnen ziehenden Meteoriten erkläre am besten die elliptische Form, die übereinstimmende Achsenrichtung und die gleichartige Aufschüttung eines Sandwalls im südöstlichen Quadranten der Bays. Die Überlappung oder Verschachtelung einzelner Depressionen (s. o.) sei das Ergebnis kurz hintereinander erfolgter Einschläge.

Die Hypothese wurde durch Magnetometermessungen im Gebiet von vier Bays überprüft. In drei Fällen zeigten sich keinerlei Abweichungen gegenüber der Umgebung. In einem Falle ergab sich eine Anomalie von 120 Gamma. Daß die Magnetometermessungen kein überzeugendes Ergebnis brachten und auf diese Weise nicht die unter den Einschlaglöchern im Boden steckenden Meteoriten nachgewiesen werden konnten, begründen MELTON und SCHRIEVER damit, daß nicht alle Meteoriten aus Nickeleisen zu bestehen brauchen und daher eine solche Kontrolle nicht notwendigerweise positiv verlaufen muß. Tatsächlich ist es bisher auch bei keinem der mit Sicherheit erkannten Meteoritenkrater in anderen Teilen der Welt gelungen, einen Metallkern unter dem Kraterboden nachzuweisen (HEIDE 1957, S. 28 ff.). Nur Reste völlig zersprühter Riesenmeteore sind in der Umgebung der Einschlaglöcher gefunden worden. Im Gebiet der Carolina-Bays fehlen aber auch solche Fragmente. Trotzdem ist MELTON (1950) wieder in seiner Meteoritentheorie bestärkt worden, nachdem in Nord-Carolina auf einer Fläche von 40 qkm neue Magnetometermessungen durchgeführt worden sind. Die von McCAMPBELL (1945) veröffentlichte geomagnetische Karte zeigt nämlich jeweils auf der Süd- bzw. Südostseite der Bays eine deutliche Kulmination der Gamma-werte (Beträge bis 750 Gamma!), so daß der Gedanke nahe liegt, diese Erscheinung mit der Entstehung der Depressionen in Verbindung zu bringen. Allerdings liegen die Gebiete stärkster Abweichung bis zu 3 km von den Rändern der Bays entfernt. Es widerspricht allen bisherigen Beobachtungen, daß Meteoriten, ohne völlig zertrümmert zu werden, so tief in die Erde einzudringen vermögen. Die Meteoritentheorie hat daher nicht überzeugt, und F. HEIDE (1957, S. 50), der dem Phänomen der Meteoritenkrater in weltweitem Vergleich nachgegangen ist, zählt die Carolina-Bays zu jenen Hohlformen, die „sicher keine Meteoritenkrater sind“.

Nach MELTON und SCHRIEVER (1933) hat JOHNSON (1942) versucht, das Problem der Carolina-Bays zu lösen. Er diskutiert auf Grund eigener Gelände-

<sup>14)</sup> MELTON-SCHRIEVER 1933.

studien 29 spezifische Merkmale der Bays und überprüft an ihnen alle bisherigen Erklärungsversuche. Er vermag sich weder der Meteoritentheorie noch einer der anderen Deutungen anzuschließen und vertritt die Auffassung einer komplexen Entstehung der Carolina-Bays. JOHNSON meint, daß infolge von Lösungsercheinungen im Untergrund durch artesisch aufsteigendes Wasser flache Mulden entstanden seien, die sich mit Wasser gefüllt hätten. An den Rändern dieser Seen sollen sich dann unter dem Einfluß von Wind und Wellen Dünens und Strandwälle gebildet haben. Dieser Kompromiß der „artesian – solution – lacustrine – aeolian hypothesis“ von JOHNSON erklärt aber weder die eigenartige Gestalt noch die gleichmäßige Achsenrichtung der Bays. LEGRAND (1953), der in den Bays Dolinen sieht, meint, daß die Eiform und die Achsenparallelität der Hohlformen



Abb. 16. Auftauseen im Dauernostrostbodengebiet der Küstenebene Nord-Alaskas. Aufn. R. F. BLACK (Aus „Erdkunde“ 1956).

auf die besonderen Strömungsverhältnisse des Grundwassers in flach geneigten Kalkschichten zurückzuführen sei.

Auch das Entstehungsalter der Bays ist bisher nicht einwandfrei bekannt. MELTON und SCHRIEVER (1933) halten sie für pleistozän: sie können nicht älter sein als die pliozänen Waccamaw-Sande, in die sie eingebettet sind, und auch nicht älter als die dem späten Wisconsin entsprechende Pamlico-Küstenterrasse, auf der sie liegen. Noch im Pleistozän habe das Meer die Depressionen zeitweise überflutet. Dies gehe daraus hervor, daß alte Strandwälle quer durch verschiedene Bays hindurchzögeln, einige sogar durch Strandwälle völlig zugeschüttet seien. JOHNSON (1942) hingegen hält es auf Grund seiner Strandwallstudien für völlig ausgeschlossen, daß die flachen Carolina-Bays eine Meerestransgression ohne Zerstörung überstanden hätten. Die Kombination intakter Bays mit Strandwällen im Myrtle-Gebiet beweise, daß die Depressionen nicht älter, sondern jünger seien als die Strandwälle. Sie können also nach JOHNSON durchaus rezenter Entstehung sein.

So wissen wir im Grunde genommen bis heute nicht genau, wie und wann die merkwürdigen Carolina-Bays entstanden sind. Die Gesamtsituation spricht, soweit sich aus der Literatur ersehen läßt, nicht dafür, daß es sich bei ihnen um Formen handelt, die genetisch mit den Umlaufseen der tropischen Schwemmlandebenen vergleichbar sind.

Den Carolina-Bays sehr ähnliche Depressionen sind durch Luftbildauswertungen und Untersuchungen von CABOT (1947), BLACK und BARKSDALE (1949), HOPKINS (1949) und SCHENK (1956) aus der Küstenebene Nord-Alaskas



Abb. 17. Mäandrierender Fluß mit Altwasserbögen und Auftauseen im Dauerfrostbodengebiet der Küstenebene Nord-Alaskas. Aufn. Aeronautical Chart Service. (Aus Geogr. Review 1947.)

bekanntgeworden. Sie besitzen ebenfalls parallele Längsachsen, die allerdings N  $12^{\circ}$  W verlaufen, aber auch nur selten um mehr als  $5^{\circ}$  von dieser mittleren Richtung abweichen. Sie zeigen nicht ganz die schöne Eiform der Carolina-Bays, sondern gleichen mehr abgerundeten breiten oder schmalen Rechtecken (Abb. 16). Zuweilen kommen zigarrenförmige Gebilde zustande, aber auch unregelmäßige Formen sind nicht selten. Die Seen bilden kleine Tümpel von nur wenigen Metern Durchmesser, erreichen jedoch auch bis 15 km Länge und 5 km Breite. Ihre durchschnittliche Tiefe liegt zwischen 0,5 und 5 m. Die Seeböden gleichen flachen Schüsseln.

Die Entstehung der Depressionen wird auf örtliche Differenzierungen im schmelzenden Dauerfrostboden zurückgeführt. Die Seebildung scheint meist die

Folge des Zusammenbruches der im arktischen Periglazialgebiet häufigen kreisrunden, einen Eiskern enthaltenden Erdkegel (*pingos*) zu sein. Die genannten Autoren haben den Bildungsmechanismus dieser Auf tauseen näher untersucht. CABOT (1947) bringt dazu eindrucksvolle Bilddokumente. Ob die Parallelität der Längsachsen der Seen ähnlich zu erklären ist wie die Parallelität der Steinstreifen auf flachen Hängen im Periglazialgebiet, ist zweifelhaft. CABOT führt die Regelung auf Windwirkungen zurück, und zwar nicht auf die heute wehenden NO-Winde, sondern auf pleistozäne, wohl während einer Interglazialzeit in der Achsenrichtung wehende Winde. Daraus erkläre sich auch die längliche Form der Seen: während des Sommers sei durch driftende Eisschollen



Abb. 18. Pod-Landschaft nordwestlich Melitopol, Ukraine. Entwurf H. WILHELMY.

ständig das in der Windrichtung liegende Ufer unterminiert und auf diese Weise in Verbindung mit Deflation jeder einzelne See ständig vergrößert worden.

SCHENK (1956) möchte diese Deutung auch auf die Carolina-Bays übertragen, da sie ebenfalls „im pleistozänen Periglazialgebiet liegen“. Diese letztere Annahme ist allerdings völlig unbewiesen. MELTON (1950, S. 132) hat bereits kurz nach Erscheinen der Arbeit CABOTS die Möglichkeit erörtert, die Carolina-Bays als pleistozäne Auf tauseen zu deuten, kam aber zu einem negativen Ergebnis, da es keinerlei Anzeichen für einen pleistozänen Dauerfrostboden auf der Carolina-Küstenebene gibt.

Unsere dem Bericht CABOTS (1947) entnommene Abb. 17 zeigt die dem Pantanal sehr ähnliche, von mäandrierenden Flüssen durchzogene Seenlandschaft Nord-Alaskas. Aber diese Seen sind keine Umlaufseen. Die abgeschnürten Mäander sind deutlich als Altwässer erkennbar. Sie umschließen, da sie keine Uferdämme besitzen, flache Inseln – trockenes Land –, jedoch keine von Wasser

erfüllten Hohlformen. Seen und Flüsse haben hier genetisch nichts miteinander zu tun.

Ein Seentyp, an den ich zunächst erinnert wurde, als ich zum erstenmal das Pantanal überflog, sind die Pods der südrussischen Steppe. Die Pods sind abflußlose Hohlformen im Löss, die durch dessen ungleichmäßige Ablagerung entstanden sind und sich zur Zeit der Schneeschmelze mit Wasser füllen (WILHELMY 1943). Diese ungleichmäßige Ablagerung des Löss ist im Sinne KAUFMANNS (1929) ein rhythmisches Phänomen, nach heutiger Terminologie die „strukturelle Ordnung“ der aeolischen Sedimentation. Aber diese Pods sind nicht rund wie die Baías des Pantanal; sie zeigen auch nicht wie die Carolina-Bays oder die Seen im arktischen Dauerfrostboden eine übereinstimmende Richtung der Hauptachsen (Abb. 18). Eine Beziehung zu der während der Lösssedimentation vorherrschenden Richtung der Winde ist in diesem Falle nicht nachweisbar.

Diese Beispiele physiognomisch ähnlicher, genetisch jedoch andersartiger Seenlandschaften mögen genügen. Weder die Trockenseen Australiens (JUTSON 1917), noch die Kalk- und Salzpfannen Südwestafrikas (JAEGER 1922) oder die Everglades auf der verkarsteten Kalkplatte Floridas fallen in den Bereich unserer Fragestellung. Allein die Carolina-Bays wurden ausführlicher in die Betrachtung einbezogen, weil sie ein noch immer ungelöstes Rätsel sind.

### Zusammenfassung

Auf einer 1956 durchgeföhrten Reise in das Große Pantanal von Mato Grosso studierte der Verfasser den Formenschatz tropischer Schwemmlandebenen. Dieses große Binnendelta in der nördlichen Paraguay-Senke ist gekennzeichnet durch Tausende von ovalen und runden Seen, die von alten Uferdämmen (*levées naturelles, natural levees, embankments*) umgeben sind. In ihnen wurden abgeschnürte Kreisbogenmäander erkannt.

Wenn ein von Uferdämmen gesäumter mäandrierender tropischer Tieflandfluss den Mäanderhals durchbricht, entsteht infolge der Laufverkürzung kein Umlaufberg, sondern eine von den inneren Uferdämmen der Schlinge zum größten Teil umschlossene Hohlform, die durch Aufbau eines neuen Uferdammes an der Abschnürungsstelle schließlich abflußlos wird und sich mit Wasser füllt. Es wird vorgeschlagen, solche Seen als Umlaufseen zu bezeichnen. Wenn sie im Gebiet der Subtropen zeitweise wasserfrei bleiben, sprechen wir von Umlaufwannen. An den Unterläufen sedimentärer tropischer Schwarzwasser- und Klarwasserflüsse, die keine Dammufer besitzen, fehlt dieser Formenkreis. Er ist am schönsten in den von Weißwasserflüssen durchzogenen Tiefländern ausgebildet. Die Untersuchung beschränkt sich auf tropische und subtropische Schwemmlandebenen. Theoretisch ist das Vorkommen von Umlaufseen in allen Klimagebieten zu erwarten, in denen Uferdämme mäandrierende Tieflandflüsse säumen.

Ältere, sich kreuzende Uferwälle tropischer Tieflandflüsse bilden tote Winkele, die ebenfalls abflußlos sind und sich mit Wasser füllen. Sie werden als normale Dammuferseen bezeichnet. Die Umlaufseen sind eine Sonderform der Dammuferseen tropischer Schwemmländer. Auch die *várzeas Amazôniens* und die *back swamps* des Mississippi sind Dammuferseen.

Abschließend werden vergleichend einige Seengebiete betrachtet, die physiognomisch den Umlauf- und Dammuferseen tropischer Schwemmländer ähnlich sind, deren Entstehung jedoch auf andere Ursachen zurückzuführen ist.

### Résumé

Pendant un voyage effectué en 1956 dans le Grand Pantanal du Mato Grosso l'auteur étudia la morphologie des plaines alluviales tropicales. Ce grand delta intérieur au Nord de la dépression paraguayenne est caractérisé par des milliers de lacs ovales et ronds, qui sont entourés de vieilles levées naturelles (Uferdämmen, natural levees, embankments).

Si un fleuve tropical de bas pays, bordé de levées naturelles, courcircuité en méandrant le pédoncule, le raccourcissement du cours ne crée pas un éperon sectionné, mais une dépression, pour la plus grande part fermée par les levées naturelles de la boucle et qui par construction d'une nouvelle levée à l'emplacement de la résection se trouve finalement sans exutoire et se remplit d'eau. Le nom de lacs de sectionnement (Umlaufseen) est proposé pour désigner ces lacs. S'ils sont temporairement asséchés, sous les tropiques, nous dirons cuvettes de sectionnement (Umlaufwannen). — Ce type de formes manque dans les cours inférieurs des fleuves tropicaux, pauvres en sédiments: fleuves à eaux claires et fleuves à eaux noires. C'est dans les bas pays parcourus par des fleuves aux eaux blanches qu'il est le plus nettement réalisé.

Lorsque des bourrelets de rives plus anciens, dus à des fleuves tropicaux de bas pays, se croisent, ils forment des angles morts, qui sont également sans écoulement et se remplissent d'eau. Ce sont les *lacs de levées naturelles* normaux (Dammuferseen). Les lacs de sectionnement sont une forme particulière des lacs de levées naturelles des régions alluviales tropicales. Les varzeas d'Amazonie et les back swamps du Mississippi sont également des lacs de levées naturelles.

En conclusion sont comparées quelques régions de lacs, semblables par leur aspect aux lacs de sectionnement et aux lacs de levées naturelles des régions alluviales tropicales, mais dont l'origine est autre.                      Traducteur: LECER, Michel

### Summary

During a journey to the Great Pantanal of Mato Grosso, the author undertook in 1956, he studied the features of tropical floodplains. This big interior delta in the northern Paraguay depression is characterized by thousands of oval and circular lakes, surrounded by ancient embankments. They are cut off arc meanders.

If a meandering tropical lowland river bordered by embankments, cuts off the meander-neck, owing to the shortening of its course, there does not develop a meander core but a depression mostly surrounded by the inner embankments of the loop which by the forming of a new embankment at the cut off point finally loses its drainage and is filled up by water. The author proposes to call such lakes *Umlaufseen* (meander lakes). In case they are left dry in the area of the subtropics sometimes, they are named *Umlaufwannen* (meander basin). At the lower course of tropical black-and clear water rivers of little load and

without any embankments these features are absent. But they are represented very clearly in the lowlands traversed by white-water-rivers. The meander lakes must be distinguished from oxbow lakes which are waterfilled old river-beds.

Embankments of tropical lowland rivers more ancient and crossing one another form ox bows which too are without drainage and filled by water. They are called normal *Dammuferseen* (embankment lakes). The meander lakes are a special form of the embankment lakes of tropical flood plains. The várzeas of Amazonia and the back swamps of the Mississippi too are embankment lakes.

Concluding there are considered and compared some lake areas physiognomically similar to the ox bow and embankment lakes of tropical flood plains the origin of which goes back to different causes.

### Literaturverzeichnis

- ALMEIDA, F. F. M. de, and LIMA, M. A. de: Excursion Guidebook Nr. 1, 18. Int. Geogr. Congress. Rio de Janeiro 1956.
- BAULIG, H.: La vallée et le delta du Mississippi. Annales de Géogr. LVIII, 220–232, 325–334, 1949.
- BEHRMANN, W.: Die Formen der Tieflandsflüsse. Geogr. Zeitschr. XXI, 459–466, 1915.
- BEHRMANN, W.: Der Sepik. Mitt. aus d. Dt. Schutzgebieten, Erg.-H. Nr. 12, Berlin 1917.
- BLACK, R. F., and BARKSDALE, W. L.: Oriented Lakes of Northern Alaska. U.S. Geol. Survey. Journ. of Geol. 57, Chicago 1949.
- CABOT, E. C.: The Northern Alaskan Coastal Plain interpreted from aerial photographs. Geogr. Rev. 1947, 639–648.
- COOKE, C. W.: Geology of the Coastal Plain of South Carolina. U.S. Geol. Survey, Bull. 867, 1936.
- COOKE, C. W.: Elliptical bays. Journ. of Geol. 51, 419–427, Chicago 1943.
- FISK, H. N.: Geological investigation of the alluvial valley of the Lower Mississippi River. Miss. River Comm., Vicksburg, Miss., 1944.
- FISK, H. N.: Fine-Grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity. Mississippi River Comm., Vicksburg, Miss. 1947.
- GLENN, L. C.: Some Darlington, South Carolina, Bays. Science XI, 472–475, 1895.
- HEIDE, F.: Kleine Meteoritenkunde. Berlin 1957.
- HJULSTRÖM, F.: Studien über das Mäander-Problem. Geografiska Annaler XXIV, 233–269, Stockholm 1942.
- HÖLLER, E.: Das Problem der Feucht- und Trockensteppen im Abiadbecken. Arch. d. Dt. Seewarte, 55., Nr. 4. 1936.
- HOPKINS, D. M.: Thaw Lakes and Thaw Sinks in the Imuruk Lake Area, Seward Peninsula, Alaska. Journ. of Geol. 57, 119–131, Chicago 1949.
- JAEGER, F.: Ergebnisse neuer Forschungen in Deutsch-Südwestafrika 1914/19. Verh. d. 20. Dt. Geographentages zu Leipzig 1921, 19–34, Berlin 1922.
- JOHNSON, D.: The origin of the Carolina Bays. Columbia Geomorphic Studies, Nr. 4. New York 1942.
- JOHNSON, D.: Mysterious craters of the Carolina coast. Americ. Scientist, 32, 1–22, 1944.
- JUTSON, J. T.: Erosion and the resulting land forms in sub-arid Western Australia, including the origin and growth of the dry lakes. Geogr. Journ. 50, II, 418–437, 1917.
- KAUFMANN, H.: Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig 1929.
- LEGRAND, H. E.: Streamlining of the Carolina Bays. Journ. of Geol. 61, 263–274, Chicago 1953.
- MACCARTHY, G. R.: The Carolina Bays. Bull. Geol. Soc. America, 48, 1211–1226, 1937.
- MAULL, O.: Geomorphologie. Leipzig–Wien 1938.
- MCCAMPBELL, J. C.: A geomagnetic survey of some Bladen County, North Carolina, "Carolina Bays". Journ. of Geol. 53, 66–67, Chicago 1945.
- MELTON, F. A.: The Carolina "Bays". Journ. of Geol. 58, 128–134, Chicago 1950.
- MELTON, F. A., and SCHRIEVER, W.: The Carolina "Bays" – are they Meteorite Scars? Journ. of Geol. 41, 52–66, Chicago 1933.

- PROUTY, W. F.: Carolina bays and their origin. Bull. Geol. Soc. America, **63**, 167–224, 1952.
- PROUTY, W. F., and STRALEY, H. W.: Further studies of "Carolina bays". Geol. Soc. America Proc., **1937**, 104–105.
- RUSSELL, R. J.: Physiography of Iberville and Ascension Parishes. In: Reports on the Geology of Iberville and Ascension Parishes. Dept. of Conservation, Louisiana Geol. Survey, Geol. Bull. **13**. New Orleans 1938.
- RUSSELL, R. J.: Morphologie des Mississippi-Deltas. Geogr. Zeitschr. **1939**, 281–293.
- RUSSELL, R. J., and HOWE, H. V.: Cheniers of southwestern Louisiana. Geogr. Rev., **25**, 449–461, 1935.
- RUSSELL, R. J., u. a.: Physiography of the Lower Mississippi River Delta. Dept. of Conservation, Louisiana Geol. Survey, Geol. Bull. **8**. New Orleans 1936.
- SAMOJLOV, I. V.: Die Flussmündungen. Gotha 1956.
- SAPPER, K.: Geomorphologie der feuchten Tropen. Leipzig 1935.
- SCHENK, E.: Windorientierte Seen und Windablagerungen in periglazialen Gebieten Nordamerikas. „Erdkunde“ **X**, 302–306, 1956.
- SCHMITTHENNER, H.: Nord- und Süddchina. Pet. Geogr. Mitt. **1927**, 129–136.
- SCHMITTHENNER, H.: Landformen im außertropischen Monsungebiet. Wiss. Veröff. d. Museums f. Länderkunde zu Leipzig. N. F. **1**, 81–101, 1932.
- SCHRIEVER, W.: On the origin of the Carolina bays. Am. Geophys. Union Trans., **32**, 87–95, 1951.
- SIOLI, H.: Über Natur und Mensch im brasiliанischen Amazonasgebiet. „Erdkunde“ **X**, 89–109, 1956.
- SIOLI, H.: Sedimentation im Amazonasgebiet. Geol. Rundschau **45**, 608–633, 1957 a.
- SIOLI, H.: Beiträge zur regionalen Limnologie des Amazonasgebietes. Arch. f. Hydrobiol. **53**, 161–222, 1957 b.
- SPREITZER, H.: Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus. Festschr. z. Hundertjahrfeier d. Geogr. Ges. Wien 1856–1956, 414–459, 1957.
- WILHELMY, H.: Die „Pods“ der südrussischen Steppe. Ein Beitrag zur Geographie der abflußlosen Hohlformen. Pet. Geogr. Mitt., **1943**, 129–141.
- WILHELMY, H.: Das Große Pantanal in Mato Grosso. Ein Beitrag zur Landeskunde tropischer Schwemmlandebenen. Tagungsber. u. Wiss. Abhandl. d. Dt. Geographentages zu Würzburg 1957. Wiesbaden 1958 (im Druck).

# Zur Genese der Gletscherungenbecken Norddeutschlands

Von

H. REINHARD und G. RICHTER, Greifswald

Die Oberflächenformen im jungpleistozänen Vereisungsraum Mecklenburgs sind außerordentlich mannigfaltig. Zu den charakteristischen glazigenen Großformen, die im Rückland der – morphologisch sehr markant ausgebildeten und fast lückenlos zusammenhängend das Land durchziehenden – Endmoränenbögen des Pommerschen Stadiums oder der Inneren Baltischen Endmoräne das Landschaftsbild in starkem Maße bestimmen, gehören die weiträumigen Gletscherungenbecken. Besonders typisch treten sie im jungweichseleiszeitlich (würmeiszeitlich) geprägten Raum vom Höhenzugsgebiet der Kühlung im Nordwesten bis zum Tal der Randow im Südosten als tief eingeschnittene, langgestreckte, teilweise von Seen erfüllte Hohlformen in Erscheinung: das Bützower und Güstrover Becken, das Teterower und Malchiner Becken, das Tollense-Becken und das Uckertal. Sehr frische Formen zeigen die zahlreichen kleinen Zungenbecken der Insel Usedom, der Innerrügenschen Boddenkette und das Schmachter-Seebeken bei Binz. Zwischen den Gletscherungenbecken erstrecken sich ausgedehnte, flachwellige Grundmoränengebiete.

Es liegen jedoch im Rückland der Inneren Baltischen Endmoräne auch verhältnismäßig hoch aufragende Höhengebiete und stark geböschte Schwellen, deren glaziges Baumaterial anderen Bildungsbedingungen die Aufstapelung und Formgebung verdankt. Mit dem beginnenden großräumigen negativen Eishaushalt, somit Abschmelzen und Rückzug der großen Vergletscherungsmassen von der Pommerschen Endmoräne nach Norden, ging der einheitliche, geschlossene und übersichtliche Eisrand immer mehr in eine starke Aufgliederung in zahlreiche Eiszungen über. Ferner bildete sich ein breiter, von bewegunglosen Eisfeldern erfüllter Raum zwischen Endmoräne und Eis aus. Die Eisbilanz der Eiszungen wurde zeitweise – verhältnismäßig kurzfristig – wieder positiv, und diese wurden so erst wieder zu typischen Gletscherungen. Wir wollen zwischen den Eiszungen und den Gletscherungen unterscheiden und von letzteren nur dann sprechen, wenn wir deren morphologische Wirkung eindeutig zu erkennen in der Lage sind. Beide Formen bestehen aus mehr oder

weniger stark mit Schutt erfülltem Eise; ihre Dynamik ist jedoch ganz unterschiedlich. Eiszungen entwickeln sich aus rückgängigem Eis, während Gletscherzungen für Vorstoßphasen mit positiver Eisbilanz typisch sind.

Durch mehrere Vorstoßprozesse einzelner recht engräumig begrenzter, aus dem mächtigen Körper der Vereisungsmasse großer Eisloben vorragender Gletscherzungen mit starkem positiven Eishaushalt wurden die auffälligen Gletscherzungenbecken ausgetieft, von schwächeren Vorstößen auch die Schwellen aufgestapelt. So sind die morphologischen Bildungen im Rückland des Pommerschen Stadiums durch bewegungsloses Eis, Toteis, vorstoßende Gletscherzungen und Schmelzwässer recht formenreich.

Obwohl die Literatur über die Formenwelt im letzteiszeitlich geprägten Raum Norddeutschlands sehr stark angewachsen ist, ist jedoch die Genese der Gletscherzungenbecken und die gesamte Entwicklung ihrer Randgebiete noch kaum bearbeitet worden. Die Klärung der Entwicklungsgeschichte dieser glazigen Großformen ist auch deshalb von außerordentlicher Bedeutung, weil es dadurch ermöglicht wird, zuverlässige Einblicke in die Dynamik des Abbauens des Eises und seines problemreichen Rückzuges zu erhalten; derartige Erkenntnisse sind aus der Erforschung des Werdeganges anderer Räume des Rücklandes der Inneren Baltischen Endmoränen in solchem Umfange und Eindeutigkeit nicht zu gewinnen.

Unsere Forschungen erfolgten im Zungenbecken der Tollense und vornehmlich im Raum des Malchiner Zungenbeckens. Über einige wichtige Ergebnisse sei hier in Kürze berichtet.

### 1. Kurze Übersicht des Malchiner Zungenbeckens

Auf einer Höhenschichtenkarte (s. Karte 1) tritt das Becken des oberen Peenetales mit dem Malchiner und Kummerower See besonders deutlich heraus; nach der Stadt Malchin, etwa in seinem Zentrum gelegen, nennen wir es das Malchiner Zungenbecken.

Die natürliche Begrenzung wird im Osten von einem fast durchweg 8 bis 9 km breiten Saum flachwelliger Grundmoräne gebildet (s. Karte 2). Dieser Streifen zieht sich – zwischen dem Malchiner Zungenbecken und dem Tal des Augrabens mit der Seerinne von Faulenrost – Rittermannshagen – vom Flusskreuz bei Demmin ausgehend bis zur Endmoräne hin. Die flachwellige Grundmoränenfläche erreicht in ihrem zentralen Teil Höhen von über 60 m + NN und fällt nach beiden Seiten sanft ab (s. Abb. 1).

Das Malchiner Zungenbecken wird von Südosten über Süden bis Südwesten von den Höhen der Endmoränenzüge des Pommerschen Stadiums in weitem Bogen umschlossen. Sie schwingen von Levenstorf über Panschenhagen – Marxhagen zum Wahrenschen Berg südlich Neu-Sapshagen, queren dann die Rinne des Flachen Sees und verlaufen weiter über Blücherhof – Hallalit – Krevtsee bis nördlich Carlsdorf. Im Endmoränenbogen liegen die höchsten Erhebungen bei Marxhagen mit 124,8 m und 125 m + NN.

Auch auf der Westflanke des Beckens wird die Begrenzung durch eine fortlaufende Kette von Höhen gebildet (s. Abb. 2), die bei Barz an den Endmoränenzug herantritt und über Burg Schlitz, den Glasower und Panstorfer Forst und weiter über Retzow bis dicht südlich Neukalen hinzieht (s. Karte 2). Diese Höhen

begrenzen zugleich das im Nordwesten gelegene Teterower Becken, zu dem sie in recht unterschiedlicher Weise, teils terrassenartig, abfallen. Die hier erreichten Höhen – Schlanker Berg nordwestlich Retzow 125 m, Hardtberg bei Pohnstorf 122,3 m + NN – stehen denen der Inneren Baltischen Endmoräne nicht nach. Der Nordteil des Malchiner Zungenbeckens, etwa bei Neukalen beginnend, liegt in der flachwelligen Grundmoräne eingebettet, die durchschnittlich 30 bis 40 m Höhe erreicht.

Westlich Neukalen liegt eingeschaltet zwischen dem Malchiner und dem Teterower Becken noch ein weiteres, wesentlich kleineres Seitenbecken, die Schlaakendorfer Niederung. Diese wird vom Malchiner Zungenbecken durch eine nur gering aufragende diluviale Schwelle getrennt, vom Tete-

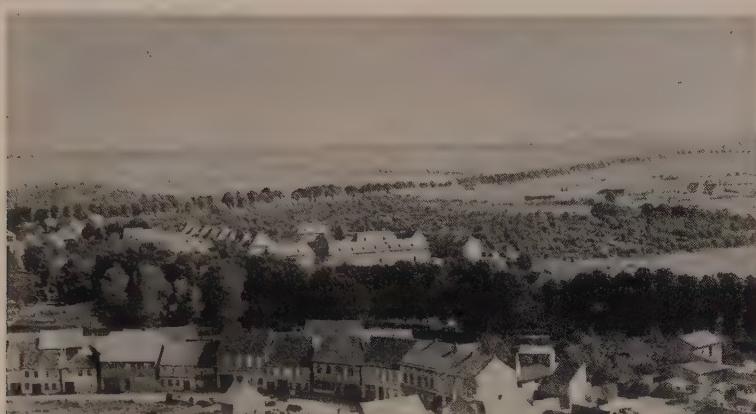


Abb. 1. Der Ostrand des Malchiner Zungenbeckens wird von flachwelliger Grundmoräne eingenommen. Vom Kirchturm Malchin ist der sanfte Anstieg des Beckenrandes durch den Verlauf der Straße Malchin—Stavenhagen deutlich erkennbar

rower Becken dagegen durch die Höhen von Gr. Markow, die bis über 60 m + NN aufragen.

Das Malchiner Zungenbecken erstreckt sich von den Cramoner Buchen bei Vollrathsruhe auf der Pommerschen Endmoräne 41 km in nordöstlicher Richtung – in der Luftlinie über Malchin – bis Upost an der Straße Dargun–Demmin; die Breite des Beckens beträgt durchschnittlich 11 bis 12 km.

Die Oberfläche der Beckenniederung liegt recht tief (s. Abb. 2), nur 0 bis 20 m über dem Meeresspiegel; der Malchiner See hat eine Spiegelhöhe von 0,60 m, der Kummerower See von 0,20 m + NN. Bei einer größten Tiefe von 10,6 m im 9 km langen Malchiner See (PORTMANN [1913]) und etwa 30 m im 10,5 km langen Kummerower See (KRES [1911]) stellen beide Seen Kryptodepressionen dar. Infolge der tiefen Lage der Beckenniederung treten die Höhen stark hervor, die Landschaft erhält bisweilen fast Mittelgebirgscharakter. Auf Entfernungen von nur 1 bis 1½ km treten Höhenunterschiede von über 100 m auf, d. h. ein durchschnittliches Gefälle von 7 bis 10 %.

Das gesamte Zungenbecken umfaßt innerhalb seiner natürlichen Grenzen eine Fläche von rd. 400 km<sup>2</sup>. Davon entfallen auf die Beckenniederung selbst

rd. 165 km<sup>2</sup>; von diesen werden wiederum 46,6 km<sup>2</sup> vom Malchiner und Kummerower See und weitere 72,7 km<sup>2</sup> von sumpfigem Wiesengelände, Schilfbeständen und Bruchwald eingenommen.

Das Becken stellt eine in SW-NO-Richtung langgestreckte Hohlform dar (s. Karte 1), die ursprünglich bis rd. 30 m unter den heutigen Spiegel der Ostsee hinabreichte und durch Einspülung und Ablagerung von mineralogenem Material und ausgedehnte phytogene Verlandungsprozesse in eine sumpfige Niederung umgewandelt wurde. Die beiden großen Seen werden durch eine von Moorwiesen erfüllte Zwischenniederung voneinander getrennt. Nur der südlichste Teil der Niederung weist keine Vermoorung auf. Hier steigt ein kuppiges Gelände, durch Tieftauen von Toteis und vermoorte Schmelzwasserrinnen reich gegliedert, langsam gegen den Beckenschluß – auf der Linie Klein Luckow–Schloß Grubenhagen–Kirch Grubenhagen – an. Dort erreicht das Zungenbecken fast die Endmoräne. Im



Abb. 2. Blick vom Ostrand des Malchiner Zungenbeckens über das Becken mit Malchiner See auf die Stauchmoränen am Westrand des Beckens (Glasow — Gruber Höhen)

Süden und Südosten dagegen schiebt sich zwischen Becken und Endmoräne ein sandiges Plateau von 60 bis 70 m + NN mittlerer Höhe und 1 bis 5 km Breite, das an der Linie Kirch Grubenhagen–Klein Rehberg–Neu Klocksin–Sagel in einem deutlichen Steilrand zum Becken abbricht. Dieses stark übersandete Plateau geht im Südosten – etwa auf der Linie Schwinkendorf–Gielow – allmählich in die Grundmoränenplatte östlich des Beckens über. Vom Röthelberg bei Burg Schlitz sind deutlich die drei Niveauländer im Süden des Malchiner Zungenbeckens zu erkennen: 1. Beckenniederung in 0 bis 20 m, 2. Sandplateau in 60 bis 70 m und 3. Endmoräne in 90 bis 120 m Höhe.

## 2. Die Genese des Malchiner Zungenbeckens

Die Deutung des Beckens der oberen Peene als Gletscherzungengebiken im Sinne PENCKS wurde bereits von GEINITZ (1899, 1912 a, 1912 b) gegeben; später schlossen sich seiner Erklärung ULE (1910), PORTMANN (1913), WAHNSCHAFFE und SCHUCHT (1921, S. 288) u. a. an. Es fehlten jedoch bislang eingehendere Untersuchungen über die glazigene Formenwelt des Beckens und seiner Randgebiete und eine Darstellung der Dynamik der Bildungsprozesse in diesem Raum.



Abb. 3. Der Flache See bei Klocksin stellt einen Teil der Schmelzwasserrinne des Malchiner Vorstoßes dar, die in dem Sander des Pommerschen Stadiums eingeschnitten ist



Abb. 4. Aufschluß im Stauchmoränengebiet des Malchiner Zungenbeckens (neue Tongrube Neukalen). In der frisch abgebaggerten Wand heben sich die gestauten Bandertone von dem trocknernen Schluff deutlich ab

Um zur Klärung dieser Probleme Beiträge zu geben, wurden im Sommer 1956 vornehmlich von G. RICHTER eingehende Felduntersuchungen durchgeführt, verbunden mit Flachbohrungen, Kartierung der Aufschlüsse, Auswertung von Tiefbohrungen, Untersuchungen der Torfablagerungen; über die Ergebnisse der Pollenanalyse wird später berichtet werden.

### *a) Das Pommersche Stadium*

Die Endmoräne des Pommerschen Stadiums schwingt in einzelnen, gegen einander scharf abgesetzten Bögen von NW nach SO. Etwa im Grenzsaum der Aktionsbereiche von Oder- und Beltsee-Eisstrom bildete sich im Pommerschen Stadium der Weichseleiszeit im Raum der oberen Peene der Malchiner Lobus heraus. In dieser Zeit, in der aus dem herantransportierten Lockermaterial der Malchiner Großgletscher sich seinen mächtigen Endmoränenbogen aufbaute, überdeckte er das ganze Rückland; er füllte somit den weiten Raum des heutigen Teterower Zungenbeckens, der Schlakendorfer Niederung und des Malchiner Zungenbeckens samt den Grundmoränenflächen und zwischengeschalteten Stauchmoränenrücken einheitlich aus. Diese Formenwelt mit ihren Niederungen und Höhenrücken kann demnach damals noch nicht bestanden haben.

Durch die beiden großen, deutlich erkennbaren Schmelzwassertore im Endmoränenbogen bei Hallalit und südlich von Klocksin (s. Abb. 3 u. Karte 3, Geomorphologische Übersichtskarte des Malchiner Zungenbeckens) floß die Hauptmasse der freiwerdenden Schmelzwässer nach Süden ab und schüttete vor der Endmoräne weite Sanderflächen auf, von denen nur die Nossentiner Heide und Klosterforst Malchow hier genannt seien. Ob auch die beiden wesentlich kleineren Schmelzwassertore beim Forsthaus Hallalit und südlich des Forsthauses Cramon damals bereits dem Abfluß dienten, konnte noch nicht eindeutig entschieden werden; wahrscheinlich wurden sie erst später beim Abschmelzen der Malchiner Gletscherzunge gebildet. Die Geländeuntersuchungen zur Klärung dieser Frage, die für die hier erörterten Probleme unerheblich ist, sind noch im Gange.

In dem Durchbruchsbereich der Schmelzwässer durch den Endmoränenbogen, also zwischen Neu-Sapshagen und Hallalit, ist die Aufstapelung der Moränenwälle wesentlich schwächer ausgebildet als an den beiden Flanken des Lobus. Hier bildete sich zumeist nur ein aus starken Blockpackungen bestehender Wall aus, der gegen sein Rückland in einer steilen Geländestufe von 5 bis 15 m abbricht. An den Flanken des Lobus dagegen stauchte der unter stark veränderlichen Randbedingungen oszillierend sich verlagernde Eisrand eine breite und tief gestaffelte Endmoränenzone vor sich auf.

### *b) Der Eisrückgang von der Pommerschen Hauptendmoräne*

Mit dem Ende des weichseleiszeitlichen Hochglazials beginnt ein neuer Abschnitt in der Entwicklung unseres Raumes. Der Eishaushalt wurde großräumig negativ, und beim Abschmelzen und Rückzug der großen Vergletscherungsmassen von der Inneren Hauptendmoräne löste sich – wie eingangs schon erwähnt – der bisherige geschlossene Eisrand in zahlreiche Eiszungen und in ein Gewirr bewegungsloser Eisfelder auf, die quasistationär liegenblieben und sich langsam auflösten oder Toteis bildeten. Die Grundmoränenplatten mit ihren typischen Söllen und

Oszügen, die den Raum zwischen den Becken, insbesondere zwischen dem Malchiner und dem Tollense-Becken, erfüllen, zeugen eindrucksvoll genug von dem langsamem Eiszerfall. Die Becken jedoch sollen in jener Zeit – nach der Meinung mancher Autoren – durch die Tätigkeit aktiver Gletscherungen geformt und durch nachfolgende Toteisbildung vor der Auffüllung mit Lockermaterial bewahrt worden sein. So kennzeichnet z. B. HURTIG (1954/55, S. 665 u. Abb. S. 660) diese Entwicklungsphase folgendermaßen: „In der Inneren Endmoräne tritt das aktive Inlandeis zum letzten Mal in einer einheitlichen Front auf mecklenburgischem Boden in Erscheinung. Was jetzt folgte, sind großräumige Zerfallsvorgänge. Diese zeigten sich bei der Zone S in der Auflösung des Eises in verschiedene noch längere Zeit aktiv bleibende Großeiszungen. Sie füllten die Becken der Warnow, der Peene (Malchiner Becken), der Tollense, der Ucker und der Rando.“

Diese Darstellung wird jedoch nicht den tatsächlichen Verhältnissen gerecht. Wie aus der Morphologie des gesamten Zungenbeckens und den Lagerungsverhältnissen der Schichten aus zahlreichen Bohrungen und Aufschlüssen zu erkennen ist, war die Dynamik des Eises im Raum des Beckens sehr viel komplizierter.

Es liegen bis jetzt – in aller Kürze zusammengefaßt – folgende Ergebnisse dafür vor, die beweisen, daß die durch den negativen Eishaushalt bedingten Rückzugs- und Zerfallsprozesse sich auch auf das Rückland des Malchiner Lobus, auf den Beckenraum selbst, erstreckten.

Südlich der Ziegelei Neukalen ist beiderseits der Straße Malchin-Neukalen ein Lager von Bänderton bekannt (s. Abb. 4). In dem Aufschluß der seit 1955 stillgelegten Grube liegen großartige Stauchungen des Tones mit teilweise eindrucksvollen Geschiebemergelüberschiebungen vor, die bereits von K. LEMCKE (1939) eine Bearbeitung erfahren haben. Von LEMCKE (1939, S. 14) wird das Material als eine Staubeckenablagerung in einiger Entfernung vom Eisrande beschrieben; auch bringt er Abbildungen der zahlreichen 15 bis 20 m sich erstreckenden und 5 bis 7 m mächtigen, walzenförmigen Stauchungen des Tones mit elliptischem Querschnitt teils unter Geschiebemergel (1939, S. 20, Tafel 2). Aus der Einregelung der Geschiebe und der Einmessung der Kluftflächen in der alten Tongrube westlich der Straße Malchin-Neukalen schloß LEMCKE, daß das Eis von Nordosten her das Tonlager überfahren hat. Hierbei wurde das Bändertonnager gestaucht und teilweise mit Geschiebemergel überdeckt (s. Abb. 4).

Umfangreiche Bohrungen aus den Jahren 1953 bis 1955 durch den Geologischen Dienst Schwerin der Staatlichen Geologischen Kommission haben weitere wichtige Ergebnisse über die Lagerungsverhältnisse und die Art der Schichtglieder gebracht. Dem Leiter des Geologischen Dienstes Schwerin, Herrn Dr. H. L. HECK und Herrn Geologen E. REICHE sind wir für die Unterstützung unserer Untersuchungen durch Gewährung von Einsichtnahme in das Bohrarchiv und Ergebnisberichte sehr zu Dank verpflichtet.

Nach den Untersuchungen von REICHE (1954, 1955 a und b) wechseln im Normalprofil der ungestörten Lagerung dünne Ton- und Schlufflagen ab, deren Schichtmächtigkeiten meistens nur Bruchteile eines Millimeters erreichen, in einigen Horizonten jedoch bis auf 1 cm Ton und 2 bis 3 cm Schluff anwachsen; die Karbonatbestimmung nach PASSON ergab rund 20 % CaCO<sub>3</sub>. Der von geringmächtigen Sanden überdeckte Ton geht an seiner Basis in Schluff, dann in Sand über, von Geschiebemergel unterlagert. Wie die Untersuchungen der Aufschlüsse

und der Bohrungen ergeben, hat der Eisdruk das Bändertonalger derart gestaucht, daß es am Nordrande überkippt wurde. Dort wiederholt sich teilweise die Schichtenfolge in umgekehrter Reihenfolge, so daß sich stellenweise ein bis zu 30 m mächtiges Tonlager ausgebildet hat. Ein weiteres, ebenfalls gestauchtes Tonlager konnte bei Franzensberg (REICHE [1955 b]), einige Kilometer südwestlich Neukalen, erkundet werden. REICHE (1955 a) stellte durch die Untersuchung der Geschiebeführung fest, daß der Geschiebemergel im Liegenden des Bändertones dem Pommerschen Stadium der Weichseleiszeit angehört. Somit ist das Tonlager im Hangenden als *spätglazialer Bänderton* zu bezeichnen. Seine Stauchung (s. Abb. 4) konnte nur durch einen jüngeren Eisvorstoß erfolgen, der das Lager überrannte und die Stauchmoränen der Retzow-Gütitzer Höhen aufbaute. In diese Stauchmoränen ist das Bändertonalger eingepreßt.

Diese Ergebnisse zeigen eindeutig, daß auch im Rückland des Malchiner Endmoränenlobus nach dem Ende des Hochglazials keine noch längere Zeit aktiv bleibenden Großeiszungen bestanden haben, sondern auch hier der ruhige Abbau und Zerfall des Eises erfolgte. In Wannen, Senken und Mulden, in denen das Eis bereits niedergetaut und auch weitgehend tiefgetaut war, lagerten einfließende Schmelzwässer die Feinbestandteile des langsam ausgespülten und transportierten Moränenmaterials Schicht um Schicht im Wandel der Jahreszeiten ab. Es liegen keine Anzeichen dafür vor, daß noch verschüttetes Toteis in größerer Mächtigkeit vorhanden war; die Sedimentationsbecken dürften im wesentlichen eisfrei gewesen sein. Die Ablagerung der Sande, dann Schluff und schließlich Bänderton auf dem Geschiebemergel des Pommerschen Stadiums zeugen von der langsam erlahmenden Transportkraft des einfließenden Wassers.

Aus der Mächtigkeit des Bändertones ist zu schließen, daß der ruhige Eiszerfall und die Sedimentation des Bändertones eine recht lange Zeitspanne umfaßte. Es ergeben sich aus der Morphologie des ferneren Rücklandes Hinweise dafür, daß der Rand des aktiven Eises jenseits des Grenztales im vorpommerschen Raum gelegen haben dürfte, etwa 18 bis 20 km von Neukalen entfernt. Nach GEINITZ (1916 a und b, 1922) und K. RICHTER (1937) ist an einer Rückzugsstaffel an der Grenztallinie (Mittelpommersches Stadium nach K. RICHTER) ein quasistationärer Eisrand zu erblicken. Diese Frage soll später von uns überprüft werden.

Für Baugrunduntersuchungen im Frühjahr 1957 abgeteufte Bohrungen am Westrand des Tollense-Zungenbeckens bei Neubrandenburg, des formenschönsten Gletscherzungenbeckens Norddeutschlands, ergaben sich grundsätzlich entsprechende Verhältnisse. Auch hier sind Bändertone gestaucht, von Geschiebemergel überdeckt und bis in NN + 50 m in die Stauchmoränenkomplexe der Umrandung des Zungenbeckens eingeknetet. Nach dem Rande des Tollense-Sees zu sind gefaltete schluffige Tonschichten und Bändertone teilweise bis zu 1 m ausgewalzt, von 2 bis 3 m mächtigen Mittel-Feinsandschichten und bis 4 m mächtigem Torflager überdeckt.

### c) Der spätglaziale Vorstoß der Gletscherzungе

Der erneute, verhältnismäßig kleinräumige Eisvorstoß nach der Ruhepause ist streng zu unterscheiden von dem des Großgletschers (Malchiner Lobus) des Pommerschen Stadiums. Wir wollen diese Aktivitätsphase als spätglazialen Vorstoß der Malchiner Gletscherzungе bezeichnen (s.

Karte 3). Der Vorstoß hat die in der Ruheperiode gebildeten schluffig-tonigen Beckensedimente überfahren und in die Stauchmoräne mit eingequetscht, die er an seinem Rande vor sich aufstapelte.

Dieser spätglaziale Vorstoß der Malchiner Gletscherzungung (s. Abb. 5) schuf das Malchiner Becken in seiner heutigen Gestaltung, drang weit nach Süden vor, fingerte sich dabei, wie die Stauchungen eines einheitlichen Eisvorstoßes zeigen, in drei Teilzungen auf. Von der größeren Malchiner Hauptgletscherzungung drangen Seitengletscher in das Teterower und das Schlakendorfer Becken vor, während auf den angrenzenden Grundmoränenflächen keine Gletscherbewegung



mehr erfolgte; hier ging vielmehr an noch vorhandenen bewegungslosen Eisfeldern der Eiszerfall weiter. Schon BECKSMANN (1935) erkannte, daß geringmächtiges, schwächer ernährtes Eis die Tendenz aufweist, sich an seinem Rand in Einzelzungen aufzugliedern. Auch GRIPP (1951, S. 67 f., 1955) konnte bei seinen Untersuchungen in Schleswig-Holstein zeigen, daß der Eindrückzug von der Pommerschen Endmoräne durch Vorstöße schmaler Gletscherzungen unterbrochen wurde.

Die Schlakendorfer Gletscherzungung ist im Sinne von R. v. KLEBELSBERG (1948) als eine kleine Zweigzunge der größeren Malchiner Gletscherzungung zu betrachten. Die Teterower Zunge nimmt einen größeren Raum als die Schlakendorfer Gletscherzungung ein und ist schon weitaus selbständiger (s. Abb. 5). Die in

der Moränengabel gegen die Schlakendorfer Zunge aufgeworfenen Seitenmoränen der Gr. Markower Höhen beweisen ihre starke Eigenbewegung. Nach der Reichweite des Vorstoßes und der Mächtigkeit seiner Randbildungen erweist sich die eigentliche Malchiner Gletscherzung als der weitaus aktivste Teil dieses nochmaligen Eisvorstoßes. Mit einer Beckenlänge von nahezu 40 km drang das Eis nochmals bis fast zum Endmoränenbogen des Pommerschen Stadiums vor.

Diese Ergebnisse unserer Untersuchungen werfen die Frage auf, warum gerade hier die Gletscherzung so weit vorstoßen konnte. Einmal liegen diese Verhältnisse begründet in ihrer starken Aktivität infolge recht guter Eisernährung; dafür zeugen die starken Randbildungen. Es kommt weiter hinzu, daß diese Gletscherzung mindestens im Südteil ihres Verlaufes im Zentrum des durch die ausschürfende Tätigkeit des Malchiner Großgletschers des Pommerschen Stadiums



Abb. 6. Stauchmoränen am Südwestrand des Malchiner Zungenbeckens (Röthelberg und Buchenberg bei Burg Schlitz vom Becken her gesehen)

vorgebildeten Zungenbeckens vorstoßen konnte, wodurch ein leichteres Vordringen nach SW ermöglicht wurde. Ferner ist anzuführen, daß das Malchiner Becken ein Teilstück der tektonischen Störungslinie darstellt, die bei allen bisherigen geophysikalischen Untersuchungen (SCHUH [1934], v. BUBNOFF [1936], v. ZWERGER [1948], SIEMENS [1953], LAUTERBACH [1953/54]) eindeutig zu erkennen ist und als Peenetalstörung bekannt ist. Es ist anzunehmen, daß eine derartige tektonische Schwächelinie immer wieder als Leitlinie für Eisvorstöße dienen konnte, weil die Richtung ihres Verlaufes mit der Bewegungstendenz des Eises etwa übereinstimmte. So liegt hier eines jener Gebiete in Mecklenburg vor, wo der Untergrund einen solchen lenkenden Einfluß auszuüben vermochte, daß sein geologischer Bau durch die quartäre Decke hindurchschimmt.

Der ausgedehnteste Vorstoß wurde von der Malchiner Gletscherzung bis über Schloß Grubenhagen hinaus vorgetragen, somit bis auf 2 bis 3 km an die Endmoräne des Pommerschen Stadiums heran. An ihrer Westflanke wurden die Höhen von Barz bis Neukalen als Seitenmoränen der Gletscherzung gebildet (s. Abb. 6), deren Bau erkennen läßt, daß ein mehrfach sich wiederholendes An-

schwellen und Vordringen des Eises erfolgt sein muß, unterbrochen von recht kurzfristigen Phasen geringerer Aktivität und kleineren Rückzügen. Alle Aufschlüsse dieser Seitenmoränen weisen eindeutig Stauchmoränencharakter auf (s. Abb. 4, 7 u. 8). Am intensivsten wurde der nördliche Teil dieser Seitenmoränen



Abb. 7. Aufschluß in den Stauchmoränenhöhen der westlichen Umrandung des Malchiner Zungenbeckens (Kiesgrube im Neukalener Stadtwald). Gestauthe gestauchte glazifluviatile Kiese und Sande



Abb. 8. Der Aufschluß in der Stauchmoräne am Westrand des Malchiner Zungenbeckens (Kiesgrube im Neukalener Stadtwald, s. auch Abb. 7) weist von Geschiebemergel überlagerte und gestauchte Kiese und Sande auf

gestaucht, der zwischen Teterower, Schlakendorfer und Malchiner Eiszunge von drei Seiten her den Schubwirkungen und Pressungen des vordringenden Eises ausgesetzt war. In diesem steilkuppigen Höhengelände, von uns als die Retzow-Güllitzer Höhen bezeichnet (s. Karte 1), erreichen die Seitenmoränen ihre mächtigste Ausbildung. Sie stellen eine Moränengabel dar, die von der Stirnmoräne der Schlakendorfer Zunge und den Seitenmoränen der Malchiner und Teterower Zunge gebildet wird.

Das Eis vermochte in der Zeit des weitesten Vorstoßes sogar stellenweise die Seitenmoräne an seiner Westflanke zu durchbrechen und wegzuräumen, insbesondere in der breiten Mulde bei Remplin zwischen den Retzow-Güllitzer Höhen und dem Panstorfer Forst. Hier wird auf einer Breite von mehr als 2 km die Randmoräne durch die Grundmoränenlandschaft ersetzt. Sie liegt durchweg in 40 bis 50 m Höhe und läuft in dieser Höhe am Malchiner Becken aus; zum Teterower Becken ist der Einfall der Mulde sanft. Nur im Silberberg bei Teschow, der sich wie ein Wachturm am Rande der Teterower Niederung erhebt, ragt die Seitenmoräne der Teterower Zunge in die Mulde hinein. Das hängende Auslaufen der Mulde zum Malchiner Becken und die erheblich größere Aktivität der Malchiner Gletscherzunge sprechen dafür, daß ein Überfließen des Eises von der Malchiner Zunge her erfolgte. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier dadurch zeitweise die Verbindung zum Eise der Teterower Zunge hergestellt wurde und somit aus dem Retzow-Güllitzer Stauchmoränengebiet ein Naturatik entstand. Auch bei Carlshof durchstieß eine Zunge von rd. 900 m Breite den Stauchmoränenwall und konnte 1,5 bis 2 km weit ins westliche Vorland vordringen. Zeugen dafür sind die Sandberge bei Hohen-Demzin mit ihren Formen der Glazialstauchung. Überschiebungen in den Aufschlüssen weisen auf Schubwirkung aus SO bis SSO, also vom Malchiner Becken her, hin.

An der Ostflanke der Malchiner Gletscherzunge entstanden im Gegensatz zu den hohen Stauchmoränen an der Westflanke keine entsprechenden Bildungen. Zwischen Verchen und Gielow ist die anschließende Grundmoräne nur in einem randlichen Streifen von  $\frac{1}{2}$  bis 1 km Breite übersandet und zeigt einige Kuppen als Schubformen des Eises. Der Borrentiner Oszug schwenkt zum Becken hin ein und zieht bis 1 km an dieses heran. Die Geländeeverhältnisse zeigen deutlich, daß die Gletscherzunge im Malchiner Becken die Grundmoränenflächen nur randlich überformte. Aus bislang noch nicht eindeutig ersichtlichen Gründen richtete sich der Eisschub vorwiegend gegen die Westflanke des Malchiner Zungenbeckens.

Im Südosten und Süden, zwischen Gielow und Gr. Rehberg sowie an der Beckenstirn zwischen Schloß Grubenhagen und Hallalit, sind an der Stelle der Seiten- und Stirnmoränen Sandplatten ausgebildet. Sie liegen in einer Höhe von 60 bis 70 m + NN, setzen gegen das Becken in einem Steilabfall ab und stellen glazifluviatile Vorschüttände dar. Nur der Saupark bei Basedow ist ein Seitenmoränenrest. Über den Südteil des Beckenrandes floß der Hauptanteil der Schmelzwässer ab. Durch die starke Erosion der Schmelzwässer konnte sich hier keine Randmoräne ausbilden, oder aber sie wurde wieder ausgeräumt und von Sandmassen verhüllt. Es lassen sich an den Kreideschollen von Gielow, Basedow und Neu-Klocksin mit ihren Verknetungen mit Geschiebemergel Formen der Glazialstauchung in geringer Tiefe unter den Sandplatten nachweisen (s. auch GEINITZ [1922], T. 2, S. 95 und v. BüLOW [1952], Tafel 1, Abb. 2).

Die Endmoräne des Pommerschen Stadiums versperrte jedoch den Schmelzwässern der Malchiner Gletscherzung den Weg nach Süden und verhinderte deren weitere flächenhafte Ausbreitung und die Aufschüttung von Kegelsandern. Die Schmelzwässer dieser späteren Phase durchbrachen die Pommersche Endmoräne an den am leichtesten angreifbaren Partien in Form von Schmelzwasser-Durchbruchsrinnen. Es wurden so die alten Schmelzwasserstörte des Pommerschen Stadiums teilweise reaktiviert (s. Abb. 3 und 9). Infolge der nun schon tiefer gelegenen Erosionsbasis in der Seenplatte und damit ihrer erhöhten erosiven Wirkung konnten sich die Schmelzwässer in die vor der Pommerschen Endmoräne liegenden Sanderschüttungen einschneiden. An vier Stellen der Endmoräne sind diese Schmelzwasser-Durchbruchsrinnen vorhanden:

1. In der Hallaliter Forst zieht zwischen dem Wangelinsberg (85 m) und dem Forsthaus Hallalit ein schmales Trockental mit einer Kette von Auskolkungslöchern in der Talsohle nach SW in Richtung Gr. Bäbelin. Die Talsohle liegt nur geringfügig über 70 m + NN, die vermoorten Senken darin reichen bis unter 60 m hinab. Bei der Erhaltung der Rinne hat besonders Wintereis und auch teils Toteis mitgewirkt.

2. In die rd. 1 km breite, aus der Endmoränenphase stammende Pforte von Hallalit mit einer Sohlenhöhe von etwa 70 m ist eine tiefe Rinne eingesenkt (s. Abb. 9); ihre Sohle liegt etwa 60 m hoch. Die Rinne weist auf ein Pendeln der Schmelzwasserbahn hin, verzweigt sich im Sander und geht in den Großen See bei Liepen und in den Orth-See bei Hohen-Wangelin über.

3. Etwa 750 m südöstlich des Forsthauses Cramon durchzieht ein Trockental mit 70 bis 72 m Sohlenhöhe den Sander zum Orth-See bei Hohen-Wangelin. Das Tal ist etwa 8 bis 10 m tief in den Sander eingeschnitten und weist streckenweise steile Seitenhänge auf.

4. Die rd. 1,5 km breite Klocksiner Pforte wurde schon in der Pommerschen Phase als Hauptschmelzwassertor des gesamten Malchiner Lobus benutzt. In dieser Pforte beginnt als jüngere Schmelzwasserrinne die tief in den Sander eingeschnittene Klocksiner Seenrinne (s. Abb. 3), in der etwa 16 km lang See auf See perl schnurartig hintereinandergereiht liegen, bis zur Einmündung der Rinne bei Jabel in den Kölpinsee der mecklenburgischen Seenplatte. PORTMANN (1913) hat sämtliche Seen ausgelotet; seine Angaben geben wir See auf See von Norden nach Süden folgend hier wieder:

See	Fläche ha	Spiegelhöhe m	Maximaltiefe m
Flacher See	125	64,2	30
Tiefer See }	124,6	63	47,5
Hofsee }		63	25
Bergsee	69,8	62,9	13,8
Lankhagen-See		62,9	13,8
Loppiner See	92	62,6	16,1
Jabelscher See	240,8	62,5	24,3

Die Klocksiner Seenrinne (s. Abb. 3) beginnt in zwei Trockentälern, die östlich und westlich des Ortes aus den Beckenvorschüttungssanden zum End-



Abb. 9. Schmelzwasserrinne durch die Endmoräne des Pommerschen Stadiums (Hallenser Pforte).  
Im Pommerschen Stadium wurde die breite Schmelzwasserrinne (bis zum Waldrand sichtbar) ausgerodet. Das Höhengebiet der Endmoräne ist bewaldet. Das heutige Trockental in dieser Schmelzwasserrinne stellt die Abflußrinne des spätglazialen Malchiner Vorstoßes dar



Abb. 10. Blick vom Malchiner See auf die Stauchmoränen am Westrand des Zungenbeckens (Panstorfer Forst)

moränendurchbruch verlaufen und in den Flachen See münden. Der See ist 10 bis 15 m tief in die Pforte eingesenkt; er weist fossile Kliffbildungen auf mit mächtigen Geschieben am Klifffuß, zwei deutliche Terrassen übereinander in etwa 2 m und 3,5 m Höhe über dem Seespiegel und verlandende Nebenarme, die als Trockentäler weiterziehen und im Sander blind enden. Diese morphologischen Erscheinungen in Zusammenhang mit den tiefen Kolken auf dem Seegrund lassen eine sehr starke Schmelzwasserwirkung erkennen. Auch in der spätglazialen Vorstoßphase muß hier der Hauptanteil der Schmelzwässer bis zu ihrem Versiegen die Endmoräne durchbrochen haben.

Die beiden spätweichseleiszeitlichen (spätwürmeiszeitlichen) Schmelzwasserrinnen der Vorstoßphase von Hallalit und Klocksin (s. Abb. 3 und 9) sind eindeutig in ältere Schmelzwassertore der Pommerschen Phase eingetauft. Bei den anderen beiden Durchbrüchen sind entsprechende Verhältnisse nicht festzustellen; es ist sehr wahrscheinlich, daß sie überhaupt erst durch die Schmelzwässer der spätglazialen Vorstoßphase ausgespült wurden. Die von den vier Pforten ausgehenden spätglazialen Rinnensysteme verzweigen sich mehrmals, sind jedoch im Sander bis zu den großen Seen der Seenplatte zu verfolgen.

#### *d) Der Eisrückgang im Becken*

Der spätglaziale Vorstoß der Malchiner Gletscherzunge muß als ein wiederholtes Anschwellen und Vordringen des Eises betrachtet werden, das von Perioden geringerer Aktivität und kleinerer Rückzüge unterbrochen wurde. Die Einzelphasen des gesamten Vorstoßes lassen sich nicht mehr erfassen. Ihre Zeugen wurden ja teils von der weiter vordringenden Gletscherzungе überfahren, dabei verwischt und beseitigt. Wir können lediglich versuchen, den allmählichen Eisrückgang im Becken von der Periode der maximalen Ausdehnung der Gletscherzungе an zu rekonstruieren.

Der Eisrückgang begann im Stirngebiet der langgestreckten Zunge und ging als langsames Zurückweichen unter oszillierenden Randverlagerungen vor sich. Es wechselten immer noch kleinere Vorstöße und Rückzüge in unterschiedlichem Ausmaß miteinander ab; die Eisbilanz war jedoch im ganzen negativ, so daß ein langsamer Rückzug eintreten mußte. Die Folge war, daß vor der weichenden Eisstirn ein allmählich breiter werdender Saum, erfüllt von Stauchmoränenwällen und Kuppen, sich herausbildete. Es ist das Gebiet zwischen Schloß Grubenhagen und Ziddorf in einer Breite von etwa 4 km. Da jede der kleinen Zwischenphasen nur kurze Zeit andauerte, ist dieses Stauchmoränengebiet auch viel niedriger ausgebildet als die Seitenmoränen an der westlichen und die Sandplatten an der östlichen Beckenflanke. Dieser Stauchmoränensaum liegt mit 20 bis 40 m Höhe noch im Becken. Die vielen Teiche und kesselartigen Vertiefungen in diesem Gebiet lassen die Mitwirkung größerer Toteisblöcke bei seiner Gestaltung deutlich erkennen. Im Südteil der westlichen Beckenflanke wich das Eis nur um wenige hundert Meter zurück. Hier legt sich dicht hinter die ältere Stauchmoränenstaffel eine neue; das Gebiet zwischen beiden Seitenmoränenzügen ist ebenso unruhig-kuppig, nur etwas niedriger.

Der letzte, innerste Riegel dieser Rückzugs-Zwischenphase ist von Burg Schlitz über Ziddorf zum Neuhof ausgebildet, wo jedoch das letzte Stück am Neuhof später durch die Westpeene weggeräumt wurde. Es folgte sodann ein

Zeitabschnitt, in dem die Eiszunge im Südteil des Malchiner Beckens etappenweise abstarb und mehr oder weniger zusammenhängende stationäre Eisfelder vor ihrer Stirn zurückgelassen haben muß. Zwei hintereinander liegende Rücken von 10 bis 20 m Höhe, die bei Dahmen aus der Moorniederung herausragen und aus sandigen Vorschüttungen ohne sichtbare Glazialstauchungen aufgebaut wurden, sind kennzeichnend für kurze Eishalte. Zwischen Dahmen und dem früheren Eisrande – der heutigen Steilstufe zum Becken – erfolgte über bewegungslose Eisfelder hinweg der Abfluß der Schmelzwässer zu den Sandplatten im Süden des Zungenbeckens und den Toren in der Endmoräne.

Von Bewegungen rasch abklingender Intensität künden lediglich noch die kleinen Seitenmoränenbildungn beckenwärts des westlichen Beckenrandes zwischen Tessenow und Neu-Tessenow. Soweit sich nun die weitere Entwicklung verfolgen läßt, wurde das Eis in verhältnismäßig kurzer Zeit im ganzen südlichen Becken stationär. Dieser Rückzug ließ ebenfalls mindestens im Zentrum des Beckens und im Raum um Bristow und Bülow größere, zusammenhängende Teile der Resteiszunge stationär zurück. Die Rolle des stationären Eises und des verschütteten Toteises bei der Erhaltung der Beckenhohlform kommt in zahlreichen Aufschlüssen am Beckenrand in Randstufen (KLEIWE [1954/55]), in Rutschungen, Brüchen und Flexuren der Schichten zum Ausdruck.

Eine mit intensiven Stauchungen, somit durch kräftige Vorstoßbewegungen aufgebaute Staffel ist erst wieder im Panstorfer Forst im Mittelteil des westlichen Beckenrandes ausgebildet (s. Abb. 10). Dort biegt die Stauchmoräne vom Ostberg (115,9 m) in 80 bis 90 m Höhe scharf nach Südosten zum Becken ab. Die Höhe dieser Stauchmoräne läßt an dieser Staffel nochmals einen längeren Eishalt deutlich werden. Eine innere, beckenparallele Seitenmoräne schneidet den Stirnmoränenrest dieser Staffel senkrecht ab und läuft von Höhe 97,5 m im Panstorfer Forst über den Komiteeberg (60,1 m) nach Bristow zu sanft aus. Ihr entspricht an der Ostflanke des Beckens die Stauchmoräne des Sauparkes. Hier erfolgte also aus dem Eishalt am Panstorfer Forst heraus der nochmalige Vorstoß einer schmalen Gletscherzung e im Zentrum des Beckens. Die Resteiszunge wuchs nochmals zur Gletscherzung e an, der jedoch das große Gletscherbett des Beckens zu weit geworden war. Sie konnte nur noch die zentralen Teile des Beckens füllen. So ist es verständlich, daß im nördlichen und mittleren Abschnitt des Zungenbeckens bis zum Panstorfer Forst die Seitenmoränenzone, der geringeren Ausdehnung des Eises entsprechend, gleichsam ins Becken „nachwuchs“. Die Seitenmoränenzone ist hier etwa doppelt so breit wie im Südteil des Beckens, wo zu jener Zeit nur noch bewegungslose und in unterschiedlicher Mächtigkeit übersandete Eisfelder vorhanden waren, d. h. der Südteil war erfüllt von stagnierendem Eis und Toteis.

Auch nach den Sandplatten im Südosten zu war der Raum im Becken durch die Eiszunge nicht mehr ausgefüllt. Diese Sandaufschüttungen wuchsen daher vom Heidenholz bei Malchin bis zur Verengung des Malchiner Sees nördlich Rothenmoor ins Becken nach. Südlich davon treten sie zurück, weil dort das Nachwachsen ins Becken infolge der Füllung mit stationärem, stagnierendem Eis nicht möglich war. Es entstand also hier eine Form, die wir mit v. KLEBELSBERG (1948, Bd. I, S. 301) als Ufersander bezeichnen.

Dieser nochmalige Vorstoß der kleineren Gletscherzung im Zentrum des Beckens wird nicht über die Seeverengung des Malchiner Sees hinausgegangen sein. Diese Verengung kann nicht allein auf den hier vom Lupenbach ins Becken gespülten und abgelagerten Sedimenten beruhen, da auch auf der Westseite das Seeufer beträchtlich in den See vorspringt.

Nach dem Ende dieser Zwischenphase ging das weitere Absterben der Malchiner Resteiszung rasch vor sich. Anhaltspunkte für eine Rückzugsstaffel finden sich nur noch in der Zwischeniederung zwischen dem Malchiner und Kummerower See. Hier trennt eine diluviale Schwelle im Untergrund die beiden Seenbecken. Ihre höchste Erhebung durchtritt im Kornbring, einer kleinen Kuppe von 370 m Durchmesser und rd. 4,2 m Höhe über NN, westlich Malchin die alluviale Beckenausfüllung.

Je weiter sich der Eisrand von der Stirn des Zungenbeckens entfernte, um so weniger gesichert lassen sich gegenwärtig die Abflußbahnen der Schmelzwässer verfolgen. Es kann jedoch keinem Zweifel unterliegen, daß der Abfluß noch recht lange Zeit durch alle vier Schmelzwassertore in der Pommerschen Endmoräne erfolgte. Mit zunehmender Entfernung des Eisrandes von der Beckenstirn verringerten sich auch die Schmelzwassermengen. Die Schmelzwässer konnten schließlich nicht mehr durch die beiden kleineren Tore am Forsthaus Hallalit und Cramon abfließen, die später auch ganz austrockneten. Ihre Sohlen liegen heute um wenigstens 5 m höher als diejenigen der beiden anderen Schmelzwasser durchbruchsrinnen. Später versiegte auch der Durchfluß durch die Pforte von Hallalit; sie lag schon zu weit vom Eis entfernt. Am längsten war die Hauptabflußrinne, die Klocksiner Rinne, in Tätigkeit, d. h. solange die Schmelzwässer noch in der erforderlichen Höhe abfließen konnten. Als Beweis dafür ist ihre gegenüber den anderen Rinnen außerordentlich starke Ausarbeitung als Seenrinne mit zum Teil beträchtlich tiefen Auskolkungen und Kliffbildungen anzusehen. Der Schmelzwasserabfluß zu den Toren der Endmoräne erfolgte dabei teils über die im Becken vor der Eiszunge liegengelassenen, überdeckten Eismassen, teils über die Sandplatten des südöstlichen Beckenrandes.

Das Toteis nahm durch Tieftauen immer mehr ab, und die Malchiner Resteiszung war nunmehr auch in zunehmendem Schwinden begriffen. Es mußte somit der Zeitpunkt eintreten, an dem die Schmelzwässer den Abfluß in den Toren der Pommerschen Endmoräne nicht mehr erreichen konnten und sich im südlichen Beckenteil stauten, weil hier der Zerfall und Abbau des Eises am weitesten fortgeschritten war. Die aufgestauten Schmelzwässer überfluteten und durchbrachen an niedrigen Partien die westliche Seitenmoräne bei Glasow und flossen zum Teterower Becken hin ab, dessen Eis bereits stärker geschwunden war. Es zeugt davon heute ein trockenes Durchbruchstal von 45 bis 50 m Sohlenhöhe mit Toteislöchern und einer Geschiebemergelrippe als Erosionsrest auf seinem Talboden, das vom Malchiner zum Teterower Becken zieht. In Richtung des Glasower Durchbruchs sind in der Kiesgrube am Chausseehaus Niendorf deutlich die Zeugen dieses Durchbruches zu erkennen: Es überlagern etwa 4 m mächtige Geröll- und Kiesschichten in leicht nach Norden einfallender Parallel- und Kreuzschichtung eine Sand-Schluff-Bänderung, die offensichtlich vom Teterower Becken her abgelagert wurde.

Der Durchbruch bei Glasow ist nur kurze Zeit benutzt worden, denn bald wurde der Abfluß der Schmelzwässer am Rande der im Becken immer stärker abnehmenden Eismassen in nordöstlicher Richtung möglich. Dabei zerschnitten die Schmelzwässer teilweise die Sandplatten im Südosten des Beckens. Diese Entwässerung nach Nordosten ging anfangs teilweise sicherlich auch in- und subglazial vor sich.

Die Niederschlags- und Schmelzwässer der im Becken immer weiter niedertauenden und zusammensinkenden Eismassen erodierten bei ihrem Abfluß nach Norden die Talzüge der oberen Peene und des Röcknitzbaches aus und flossen durch das Trebel-Recknitztal, das als mecklenburgisch-pommersches Grenztal bekannt ist, ab. Erst später konnte das freiwerdende untere Peenetal benutzt werden. In den tiefsten Teilen des Zungenbeckens entstanden spätglaziale Stauseen, wie die tonig-kalkigen Ablagerungen an der Basis der Sedimentserien beweisen. Damit leitet sich ein neuer Abschnitt in der Entwicklungsgeschichte des Malchiner Zungenbeckens ein, der über die spät- und postglazialen, besonders starken phytogenen Verlandungsvorgänge bis in die Gegenwart herüberreicht.

### Zusammenfassung und Ergebnisse

Die glazialmorphogenetische Gesamtdeutung des Malchiner Gletscherzungengebietes läßt sich nach unseren Untersuchungen zusammenfassen in folgenden Sätzen:

1. Das Malchiner Becken ist ein echtes Gletscherzungengebiet. Es entstand durch den Vorstoß einer spätglazialen Gletscherzungung nach dem Rückzug des Eises von der Pommerschen Hauptendmoräne. Entsprechende Verhältnisse liegen auch im Tollense-Zungenbecken vor. Dieser Vorstoß führte das Eis nochmals bis fast an die Endmoräne des Pommerschen Stadiums heran. In die Seitenbecken, die Teterower und Schlakendorfer Niederung, drangen die kleineren Seitenzungen dieses Vorstoßes vor.
2. Die umliegenden Grundmoränenplatten wurden von dieser Aktivitätsphase nicht mehr erfaßt und sind in diesen Eisvorstoß nur noch randlich einzogen worden. Diese Tatsache äußert sich in einer mehr oder weniger breiten Übersandungszone am Beckenrand.
3. Die unterschiedliche Ausbildung der westlichen und östlichen Beckenflanke hat folgende Ursachen: Erstens waren Eisnachschub, Materialtransport und Stauchwirkung in der Moränengabel zwischen den drei Zungen besonders groß. Zweitens gingen über den südlichen und südöstlichen Beckenrand die Hauptentwässerungsbahnen der Malchiner Eismassen hinweg und ließen dort keine höheren Stauchmoränenbildungen aufstapeln, bzw. übersandeten und verhüllten diese.
4. Die Schmelzwässer des spätglazialen Gletschervorstoßes reaktivierten die alten Schmelzwassertore in der Endmoräne der Pommerschen Phase, schufen sehr wahrscheinlich sogar zwei neue und schnitten sich tief in die alten Rinnen sowie in die Sander ein.
5. Der Rückzug des Eises im Malchiner Zungenbecken erfolgte zuerst unter oszillierendem Zurückweichen des Eisrandes, dann als stückweises Absterben der Eiszunge. Der Rückzug der Resteiszunge wurde nochmals durch einen starken

Vorstoß unterbrochen. Dann vollendete sich etappenweise das Absterben der Resteiszunge.

6. Mit zunehmendem Abbau und Schwinden der Eismassen im Becken wurde der Abfluß der Schmelzwasser über die Endmoränentore nach Süden erschwert und schließlich unmöglich. Die Schmelzwasser staute sich im Südteil des Zungenbeckens. Der weitere Abfluß erfolgte zuerst kurze Zeit durch ein Durchbruchstal im westlichen Beckenrand zum Teterower Becken, später am Rande des Beckens, bzw. über das Eis dieses Beckens, nach Nordosten.

7. Randzertalung als Periglazialerscheinung, Sedimentation und phytogene Verlandung im Becken, die Herausbildung des Gewässernetzes und schließlich Eingriffe des Menschen leiten über zum gegenwärtigen Gesamtbild des Malchiner Beckens, das zu den landschaftlich reizvollsten und morphologisch interessantesten Gebieten Mecklenburgs gehört.

### Résumé

C'est aux formes majeures dues à l'action des glaciers dans l'arrière-pays des grands arcs des principales moraines terminales du stade de Poméranie, de la glaciation de la Vistule (Wurm) qu'appartiennent les bassins terminaux glaciaires, qui ont une grande extension. Ils prirent naissance après le retrait et l'abandon par la glace des principales moraines terminales, lors d'une nouvelle progression des langues glaciaires, pendant la fin de la glaciation. Tandis que les fragments de moraine de fond n'étaient repris que subsidiairement par cette phase d'activité, la glace pouvait, dans les emplacements des actuels bassins terminaux, progresser presque jusqu'aux principales moraines terminales et former des moraines de poussée partiellement plus hautes. Les eaux de fonte de cette poussée de la fin de la glaciation réactivèrent les portes des eaux de fonte dans la principale moraine terminale de la phase de Poméranie, en créèrent en partie de nouvelles, et s'enfoncèrent profondément dans les vieilles rigoles et sous les surfaces des plaines alluviales proglaciaires formées en avant des moraines. Le recul de la glace dans les bassins eut lieu d'abord sous forme d'une retraite, marquée d'oscillations, du bord de la glace, puis sous forme d'un dépérissement, fragment par fragment, de la langue de glace. Le recul de ce qui restait de la langue de glace fut de nouveau interrompu par une forte poussée de faible amplitude. Enfin s'acheva le dépérissement par étape de la langue de glace qui restait. Les chemins d'écoulement des eaux de fonte étaient instables et se déplacèrent lorsque s'accrut la destruction de la glace. Un lac de barrage formé dans le bassin terminal réalisa temporairement le drainage au-delà de la moraine latérale, dans un bassin latéral libéré de glace, plus tard le long de la bordure de la glace et sous la glace même en direction du nord. C'est ainsi que se forma l'actuel réseau hydrographique. Dissection périglaciaire des versants, sedimentation et colmatage phytogène dans le bassin firent la transition jusqu'à l'époque actuelle.

### Summary

The extended glacier-lobe-basins in the hinterland of the large main-end-moraine-lobes of the Pommeranian phase of the Weichsel-glaciation (Würm-glaciation) belong to the major glacial forms. They resulted from a readvance

of late glacial glacier-lobes after the retreat and shrinkage of the ice of the main-end-moraine. In the area of the present glacier-lobe-basins the ice could nearly advance to the main-end-moraines and partly form high push-moraines whereas the ground-moraine-plates were only marginally influenced by this phase of activity. The meltwaters of the late glacial glacier advance revived the old meltwater-gaps in the main-end-moraine of the Pommeranian phase, in part they opened new one and carved in deeply the old channels and outwash-plains lying before them. In the basins the retreat of the ice initially took place with oscillating recession and after that by a piecemeal fading away of the ice lobe. The retreat of the residual-ice-lobe was again interrupted by a strong advance of minor reach. Afterwards the piecemeal fading away of the residual-ice-lobe was brought to a complete close. The drainage channels of the meltwaters were unstable and changed their ways with progressing shrinkage of the ice. In the lobe-basins a lake of stemmed water developped that for a time was drained over a lateral moraine into a side-basin which had become more free of ice; later on it was drained along the margin of the ice and subglacial in northward direction. With it the present drainage pattern came into existence. Periglacial downcutting of valleys on slopes, sedimentation and phytogenic silting up of the basin form a transition to present time.

### Literaturverzeichnis

1. BECKSMANN, E., 1935: Glazialklima und Diluvialmorphologie. Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Berlin **LXXXVII**, 620—622.
2. BUBNOFF, S. v., 1936: Ein magnetisches Profil durch Vorpommern. Geol. Rundschau **27**, 365—380.
3. BÜLOW, K. v., 1952: Abriss der Geologie von Mecklenburg. Berlin.
4. GEINITZ, E., 1899: Grundzüge der Oberflächengestaltung Mecklenburgs. Güstrow.
5. GEINITZ, E., 1912 a: Wallberge (Osar), Rückenberge (Drumlins) und Zungenbecken im nordöstlichen Mecklenburg. Centralblatt f. Mineralogie, 161—169.
6. GEINITZ, E., 1912 b: Die spätglaziale Senkung Norddeutschlands. Sitzungsberichte u. Abhds. d. Naturforsch. Gesellsch. zu Rostock, NF., **IV**, 29—34.
7. GEINITZ, E., 1916 a: Die Endmoränenzüge Mecklenburgs nebst einigen ihrer Begleiterscheinungen. Mitt. a. d. Meckl. Geol. Landesanst. H. 29. Rostock.
8. GEINITZ, E., 1916 b: Die neun Endmoränen Nordwestdeutschlands. Centralbl. f. Min. **4**, 78—90.
9. GEINITZ, E., 1922: Geologie Mecklenburgs. Rostock.
10. GRIPP, K., 1951: Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes. Eiszeitalter u. Gegenwart. **1**, 65—69.
11. GRIPP, K., 1955: Eisbedingte Lagerungsstörungen. Geol. Rundschau **43**, 39—45.
12. HURTIG, TH., 1954/55: Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. Wiss. Zeitschr. der Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-Nat. Reihe **4**, Nr. 6/7, 659—666.
13. KLEBELSBERG, R. v., 1948: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. I, Allgem. Teil. Wien.
14. KLIEWE, H., 1954/55: Beitrag zur Deutung von Beckenrandstufen in der Jungmoränenlandschaft. Wiss. Zeitschr. d. Univ. Greifswald. Math.-Nat. Reihe, **4**, 677—683.
15. KRES, J., 1911: Deutsche Küstenflüsse. Berlin.
16. LAUTERBACH, R., 1953/54: Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichtskarte der Deutschen Demokratischen Republik. Wiss. Zeitschr. d. Karl-Marx-Univ. Leipzig, **3**, Math.-Nat. Reihe, H. 3.
17. LEMCKE, K., 1939: Walzenbildung in den Staubeckenablagerungen von Neukalen i. M. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgeschichte in Meckl., NF, **14**, 14—20.
18. PORTMANN, W., 1913: Tiefenverhältnisse von mecklenburgischen Seentypen. Mitt. a. d. Meckl. Geol. Landesanst. **25**.

19. REICHE, 1954, 1955 a, 1955 b: Ergebnisberichte der Staatlichen Geologischen Kommission Schwerin über die Erkundung des Ziegeltonvorkommens von Neukalen in den Jahren 1953, 1954 und 1955. Unveröffentlichte Manuskripte bei der Geol. Kommission Schwerin.
20. RICHTER, K., 1937: Die Eiszeit in Norddeutschland. Deutscher Boden 4, Berlin.
21. SCHUH, F., 1934: Isanomalenkarte der magnetischen Vertikalintensität von Mecklenburg. Mit Textheft. Rostock.
22. SIEMENS, G., 1953: Die Schwerekarte der Deutschen Demokratischen Republik. Freiberger Forschungshefte Reihe C, H. 7, 21—29.
23. ULE, W., 1910: Die Mecklenburgische Schweiz. Mitt. d. Geogr. Ges. Rostock 1, 7—16.
24. ZWERMER, R. v., 1948: Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. Beitrag zur Deutung der regionalen Störgebiete der Schwere und des Erdmagnetismus. Abh. d. Geol. Landesanstalt Berlin, NF, 210.

# Landforms and subsurface drainage in the Gacka Region in Yugoslavia

By

KARL TERZAGHI

## INTRODUCTION

In 1908 the "Societa Littoriale Baron Sessler and Co." was formed with headquarters in Fiume, Istria, for the purpose of promoting hydro-electric power developments in southeastern Europe. The immediate object was an investigation of the possibility of harnessing the Gačka River in the hinterland of the Adriatic coast between Zengg (Senj) and Carlopago \*). The river disappears in three widely separated groups of sinkholes at an elevation of about 400 m (1300 ft) above sea level, at a distance about 23 km (14 mi) from Zengg on the sea coast. The project involved plugging the sinkholes, transforming a periodic lake located above one of the groups of sinkholes into a storage reservoir, driving a tunnel about 15 km long across the mountain chain rising between the sinkhole area and the sea coast, and establishing a hydro-electric power station at the sea coast in Zengg, operating under a head of about 400 m.

The writer was requested to make a topographic survey of the drainage area, to secure all the geological and hydrological data which had a significant influence on the feasibility of the project, and to prepare preliminary plans for the power development. He started the field work in March 1909 and completed his assignment in the summer of 1910. This article is an abstract of one published before (TERZAGHI [1913]) describing the geomorphological and hydrological characteristics of the regions which he investigated.

## *Significant Features of the Region*

The region with which this article deals is located at the northeast end of a roughly elliptical basin without subaerial outlet. The basin is about 90 km long.

\* ) All the geographical names which appear in this paper and in the illustrations are those which were used before the First World War. The pronunciation is as follows: c before a like ts in lots, č like tch in catch, š like sh in lush, and Z like j in judge. Elevations and distances are given in meters and kilometers.

The average elevation of the floor of the basin is 600 m. The basin is surrounded by an almost unbroken elliptical ring of high mountain chains which are indicated in Fig. 1 by dash-dot lines. Along the southwest border of the basin the moun-

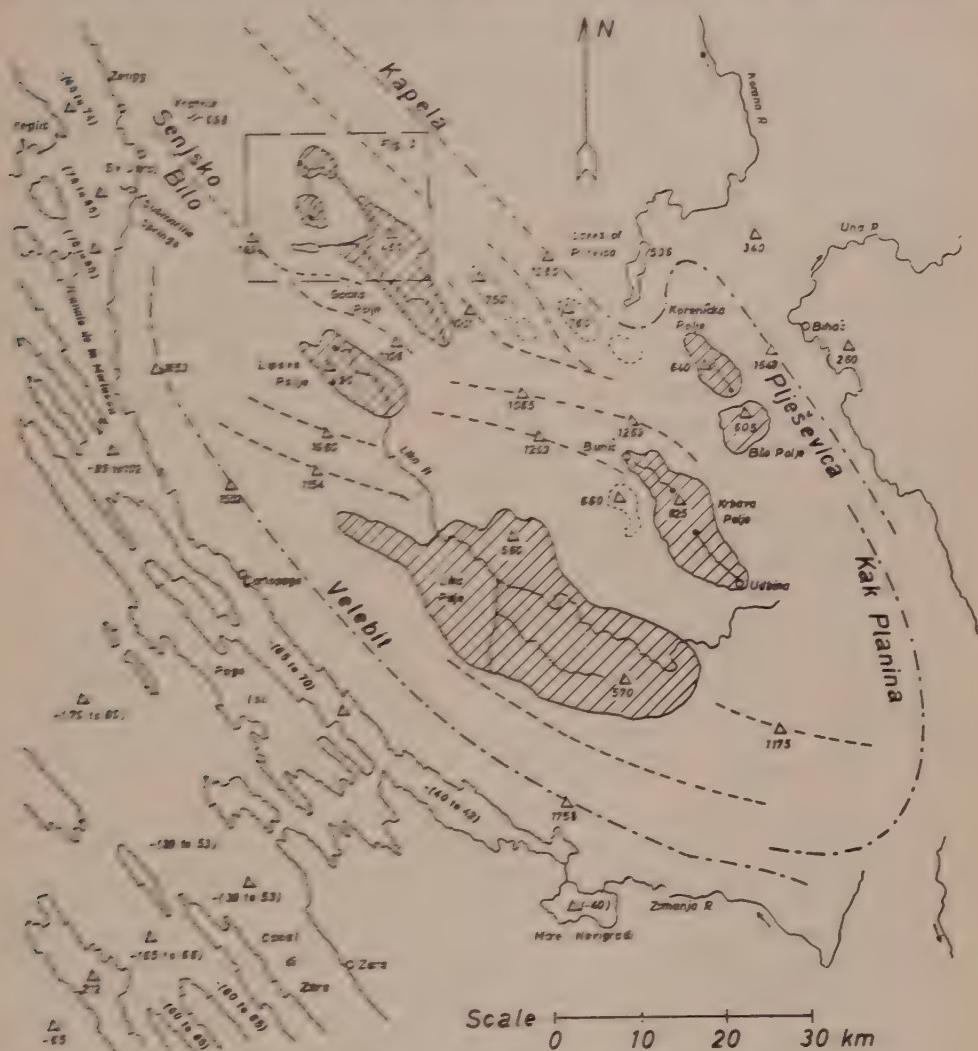


Fig. 1. Sketch map of the interior basin

tains rise to a maximum elevation of about 1700 m and descend steeply to the Adriatic coast. Along the northeast boundary they rise to a maximum elevation of about 1600 m and descend abruptly to a gently dissected plain at about elevation 260 m.

The basin is subdivided by lesser mountain chains with a maximum elevation of about 1200 m. The center of each subdivision is occupied by a broad valley with an almost horizontal rock floor and without subaerial outlet, known as a polje. These valleys are indicated in Fig. 1 by shaded areas. The blank elliptical areas surrounded by dot lines represent dry polje floors at abnormally high elevations which probably originated during an earlier cycle of polje formation.

The sketch map shown in Fig. 1 is based on the sixteen sheets of the series Columns XI to XIV and Zones 26 to 29 of the topographical map of the Austro-Hungarian Monarchy, scale 1 : 75 000. The map was published in 1883 by the K. K. Militär Geographisches Institut in Vienna, Austria.

The stratigraphy of the area was described in 1908 by Professor J. Cvijič of Belgrade in a brief, unpublished report to the Societa Littorale. The detailed geological survey was made by the writer in 1909 and 1910. The ring of high mountains surrounding the basin consists of sedimentary rocks of Triassic age among which pure and dolomitic limestones and dolomite prevail. Igneous intrusions are very rare. The strike is roughly southeastward, parallel to the longer axis of the basin. The dip is commonly between  $10^{\circ}$ – $35^{\circ}$  and consistently southwestward.

The floor of the basin surrounded by the ring of high mountains is underlain by limestone of Cretaceous age. The dip of the strata varies erratically, but it is consistently southwest to southward.

The continuity of the strata is disrupted by numerous strike-and-cross-faults. Faulting was locally associated with intense brecciation over broad belts in which the original stratification is completely effaced. The writer's conception of the orogenic processes responsible for the present tectonic features of the region were described elsewhere (TERZAGHI [1911]).

The average rainfall in the basin is about 1200 mm. On account of the abundant moisture combined with a temperate climate the entire region, with the exception of the polje floors was originally covered with deciduous forest. The forest which presently covers the rather inaccessible Uvala (upper left corner in Fig. 3) consists chiefly of beech trees with a diameter up to several feet and it reminds one of the most luxuriant primitive forests growing on schist in southeastern Europe.

The forests which once grew on the now barren southwest slope of the Velebit mountains and on the islands along the coast provided the Venetians with the lumber for their pile foundations and ships. Yet wherever the forest was cut down the topsoil was removed by erosion in a short time and the exposed rock surface remained barren ever since because on limestone there is no layer of transition between residual topsoil and the intact rock. By contrast the polje floors were already barren or grass-covered in Roman times. It will be shown that this is one of the most significant characteristics of the region from a geomorphological point of view.

### *Definitions*

In the description of the hydrological and physiographic characteristics of the region the following terms will be used.

Shattered rock – shattered rock with wide open joints.

Secondary Permeability – permeability depending on width and spacing of joints, in contrast to the primary permeability which is the permea-

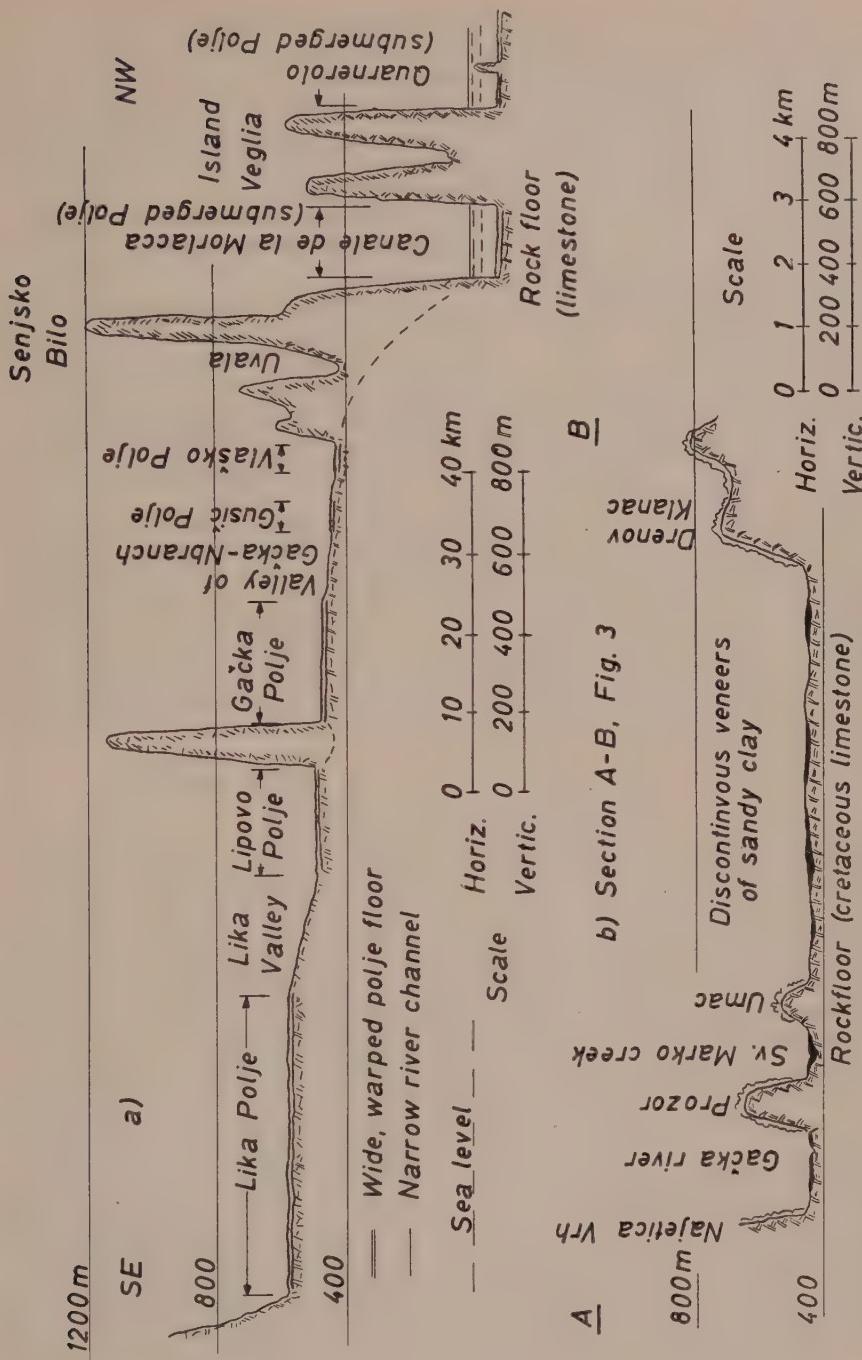


Fig. 2. a) Diagrammatical section through poljes along southwestern boundary of interior basin and the Canale de la Morlaccia between Zengg and Sveti Juraj. — b) Vertical section through northwestern portion of Gačka Polje

bility of the intact rock between joints. The primary permeability of the Mesozoic limestones of the region is negligible, and the secondary permeability of the moderately jointed limestone is small compared to that of the shattered portions.

**Dolina** — bowl-shaped depression with a diameter up to several hundred meters. The sides are smooth, with a maximum inclination of about  $34^{\circ}$ . The bottom is concave and completely covered with residual clay. The dolinas prevail in areas underlain by moderately jointed limestone.

**Sallow dolina** — dolina with a highly pervious, rock-strewn bottom. These prevail in areas underlain by shattered limestone. Such limestone is commonly encountered in fault zones.

**Ponor** — natural shaft with very irregular walls. In the region under discussion the lower end of the shaft is located in broken rock with wide open joints or solution channels.

**Uvala** — large bowl-shaped depression formed by the coalescence of several dolinas, swallow dolinas or both. The bottom is very uneven. The uvala may be either dry or periodically inundated. If it is dry, the bottom in its natural state is covered with forest. If it is periodically inundated the ground surface below the high water line is barren or covered with grass. Uvala is also the proper name for the uvala in the northwest corner of the area shown in Fig. 3.

**Polje** — A Croatian word applied to any broad plain. The poljes with which this paper deals are pan-shaped, more or less elliptical valleys, with a width and length of many kilometers, with a slightly uneven but statistically almost horizontal floor. The floor is underlain by limestone, locally covered with a thin veneer of residual clay. There is almost no transition from the floor to the steeply rising slopes of the surrounding mountains. In a natural state the floor is barren or grass-covered, whereas the slopes are covered with luxuriant forest vegetation.

### *Physiography of the Region*

The floor elevation of the poljes (shaded areas in Fig. 1) located along the southwest boundary of the interior basin decreases from the south towards the north as shown diagrammatically in Fig. 2 a. The southernmost is the Lika Polje with floor elevation of about 570 m above sea level. It is about 35 km long and 16 km wide. It drains through a narrow valley with a steep gradient into the Lipovo Polje with floor elevation of about 490 m, a length of about 15 km and a width of 6 km. The river which enters the polje disappears at the northern boundary of the valley floor in a group of ponors (Black dots in Fig. 1).

The Gačka Polje is separated from the Lipovo Polje by a forestcovered ridge. The Gačka Polje has a floor elevation of about 460 m, a length of about 16 km and a maximum width of about 5 km. At the south end of the polje large springs come out of the ground, joining to form the Gačka River which flows toward the north end of the polje. There the river splits into two branches, as shown in Fig. 3. One of them, branch W, flows to the west and enters a narrow lake, the Upper Švica Lake (Fig. 3) and cascades beyond the exit of the lake over a steep limestone escarpment into a large swallow dolina with a bottom elevation of about 400 m. During the low water season the water disappears in ponors on the bottom of the dolina. During the high water season, when the inflow exceeds the swallowing capacity of the ponors, the bottom of the dolina is flooded and the dolina is

temporarily occupied by a lake, the Lower Švica Lake, the length of which increases to about 5 km and the depth to about 40 m.

The other branch, called the north branch *N*, flows first to the east and then to the northwest into Brlog Flat with floor elevation of about 440 m, covering an area of about 5 sq km. In the Brlog Flat the north branch *N* of the river splits again into two branches. One of them flows to the west and disappears in the ponors on the floor of the Gusič Polje. The other one flows in a southerly direction into the Vlaško Polje, with floor elevation of 426 m and disappears in ponors at the western boundary of the polje floor.

About 3 km west northwest of the Gusič Polje is located a bowl-shaped depression known as Uvala (See Fig. 3). The depression covers an area of several square kilometers and its bottom is dotted with dolinas having diameters up to 120 m and depths up to 40 m. The entire area, including the bottom of the dolinas, is covered with luxuriant forest. This area has been surveyed in great detail, because it was intended to excavate a shaft on the bottom the deepest dolina, as a construction expedient in the excavation of the tunnel from Brlog to Zengg. It was found that the bottom of the deepest dolina was located several meters below the floor of the Gusič Polje.

The high water discharge of the three branches of the Gačka River combined amounts to about 40 cu m/sec (1000 cfs) and all of it disappears into the ponors. Therefore, the question arises, where does it leave the ground? The points of emergence are clearly visible. They are scattered along the seashore between Sveti Juraj and a point 4 km south of it (Fig. 1). Most of the water comes out of the ground offshore in the form of powerful submarine springs. The adjacent sea bottom is located at an average depth of about 70 m below sea level.

### *Role of Solution and Flooding in the History of the Poljes*

The most puzzling feature of the region shown in Fig. 1 and 2 is the fact that the rock floor of each of the poljes (shaded areas in Fig. 1) is almost horizontal. There is no generally accepted explanation of this fact. According to one hypothesis proposed for the first time by Cvijič (1898) they were produced primarily by river erosion along belts of structural weakness such as fault zones. Another hypothesis concerning the origin of poljes of the type described in this paper was suggested by GRUND (1903), who believed that the poljes are the remnants of peneplains which escaped dissection by sinking between normal faults to their present low level. When the writer became familiar with the region centering about the Gačka Polje, he realized that neither one of the two hypotheses account for the significant physiographic features of the region under consideration.

Indications of the mechanical erosion postulated by Cvijič are conspicuously absent. The rivers which flow through the region are incapable of such action and if such action took place in the past, the resulting river deposits should still exist. Yet they are absent. If it is assumed that the floor of the poljes are remnants of peneplains several essential features of the landscape remain unexplained. There is no reason why the amount of subsidence of the fault blocks should have decreased consistently in one direction. Furthermore, it is most unlikely that the isolated, steepsided buttes scattered over the floor of the Gačka Polje (see Figs. 2 b

and 3) would have survived the process of peneplanation in spite of the fact that the rocks forming the buttes are identical with those underlying the surrounding floor of the polje.

In an attempt to account for the origin of the observed land forms the writer arrived at the conclusion that the lowering of the ground surface, due to the removal of the limestone in solution, is proceeding at a negligible rate in the polje compared to that in the surrounding terrain. Yet the only difference between the floor of the polje and the surrounding high ground is the type of vegetation which covers them. The floor of the polje is barren or covered only with grass, whereas the surrounding terrain supports a luxuriant forest.

Following this trend of thought the writer estimated the quantity of  $\text{CO}_2$  which develops as a result of the decay of the organic material furnished by a deciduous forest and the effect of it on the rate of the removal of the limestone underlying the forest-covered topsoil. Assuming that 700 mm per year, equal to 60 % of the total rainfall, enters the topsoil and that the entire amount of  $\text{CO}_2$  developed in the topsoil is used up in the process of solution, he arrived at the conclusion that the limestone is removed at a rate of 0.5 mm per year or 50 cm in 1000 years. This is obviously an upper limiting value. Yet even in the event that the rate of removal is equal to only one-fifth of the estimated amount, it is still very rapid compared to the rate of removal of limestone by rain water descending onto a barren rock surface. The geomorphological effect thereof is obvious.

In a forest-covered area like the Uvala west of Gusić Polje (Fig. 3) the leaching action of the rain water percolating through the humus-rich topsoil produces closely spaced dolinas with steep side-slopes. However, as soon as the bottom of a dolina arrives at a level where it is occasionally subject to flooding under the existing hydrographic conditions, the forest vegetation dies, as it did on the bottom of the lower Svica Lake and the Kojnsko Jezero north of it (Fig. 3), whereupon there is an abrupt decrease in the rate of solution of the rock underlying the flooded area. Consequently, there is little or no change from that time on in the elevation of the rock floor, whereas the elevation of the surrounding area is gradually reduced until it too becomes flooded and loses its forest cover. In other words, the elevation of the floor of a polje represents the elevation at which the rock surface became subject to periodic inundation during the high water period.

According to this concept the floor of a polje on bedrock, like the Gačka Polje, is not the result of the action of a river, but the river came into existence after all the rock formerly located above the floor was removed in solution in water percolating into the ground. On the floor of the polje the river started to flow along a pre-existing line of maximum gradient and did not, nor could it, deviate from this line. The only activity of the river consisted in lowering the bottom of the channel very slowly by solution, thus creating a shallow groove. The gradient of the river is too small to permit the transport of sediments coarser than silt even at high water. The cross section of the river channel depends to a large extent on accidental topographic features which preceded the river in time. These conditions are illustrated by the following detailed description of the channel of the Gačka River.

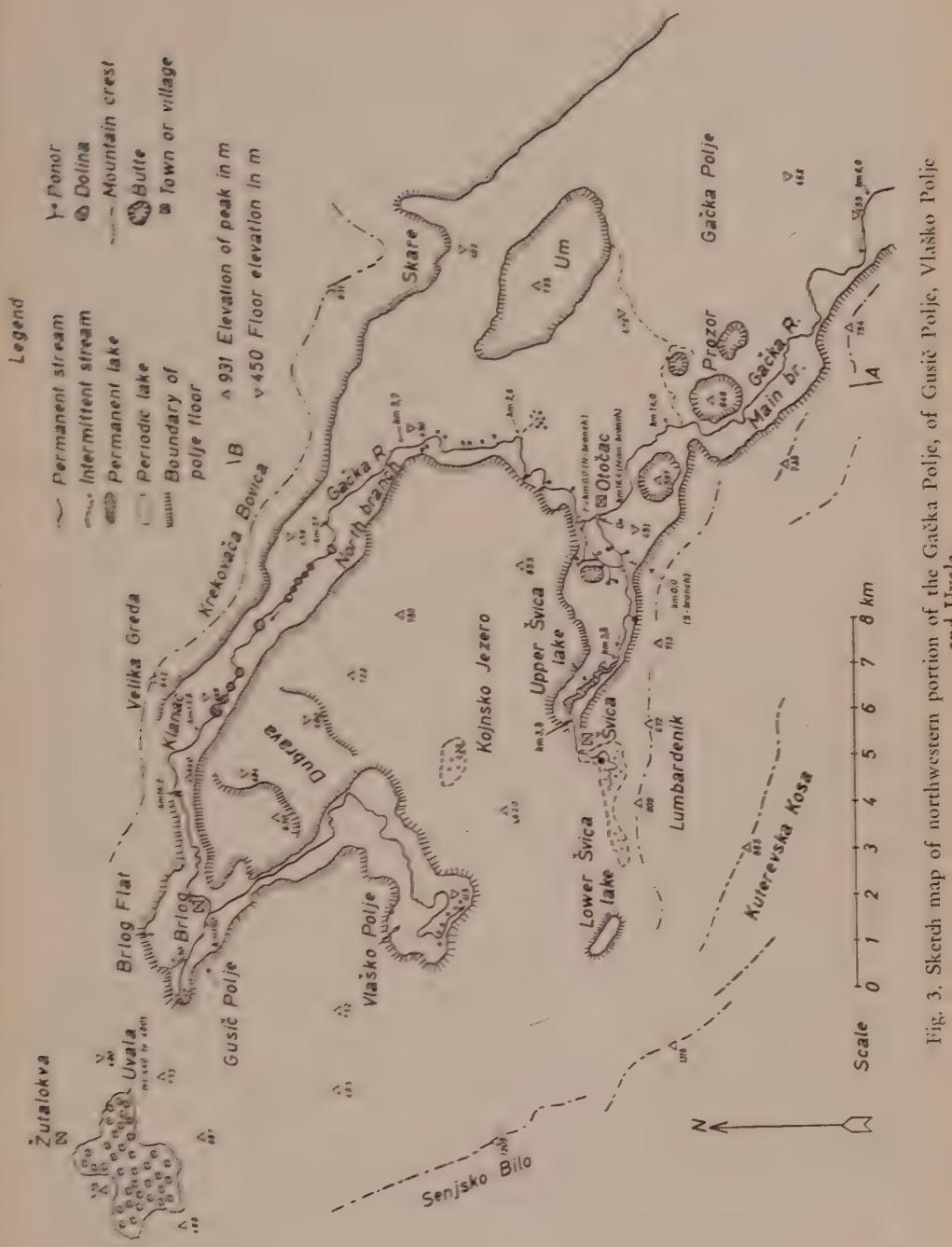


Fig. 3. Sketch map of northwestern portion of the Gačka Polje, of Gusić Polje, Vlaško Polje and Uvala

*Channel of the Gačka River***Sources of the Gačka River**

The Gačka River is fed by five powerful springs located at the southeast end of the Gačka Polje along a V-shaped line with a length of about 6 km, following the foot of the adjacent valley slopes. The water comes out of the ground from below. At each of the springs the water level has been raised artificially by surrounding the point of emergence with a dike, a few meters high, for the purpose of developing the water power required to drive small mills. Therefore, every spring flows out of a more or less circular pool with a diameter ranging between 20 and 40 m. The largest spring is located at the apex of the V. It drives seven mills.

The springs are located at the intersection between a cross and a strike fault. Some of them come out of the rock at the foot of steep cliffs on which broken or brecciated limestone is exposed. The creation of elevated pools would not have been possible unless the water rose into the pools through narrow orifices surrounded by relatively impervious rock. The water furnished by the springs is perfectly clear throughout the year except for the spring closest to Lipovo Polje, southwest of the southeast end of the Gačka Polje, which was said to become muddy during the highwaters in the Lika River.

**Main Branch of the Gačka River**

From the springs the river flows in a northwesterly direction to point *D* (Fig. 3) near the town of Otočac, where it splits into two branches, *W* and *N*. The length of the river channel between the largest spring and point *D* is 16.4 km, whereas the shortest distance between these two points is 14.1 km. Hence, in spite of the fact that the valley floor is several kilometers wide, the river channel is almost straight.

Over the major part of its course, from the main spring at km 0 to km 14.0, the river flows on the bottom of a channel with a depth of about 6 m, with very gentle side slopes dotted with rock outcrops. The bottom of the channel is covered with a thick layer of aquatic vegetation. The average gradient of the water surface is 0.2 ‰ and at low water the velocity is so low that it is impracticable to measure it at this stage ( $6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ) with conventional instruments. At mean water (discharge about  $12 \text{ m}^3/\text{sec}$ ) the depth of the river is about 6 m, the width 30 m and the average velocity 0.1 m/sec.

At km 13.9 a small, intermittent streamlet (Fig. 3) with a length of about 4 km and an average gradient of 5.5 ‰ enters the river. It is the only tributary of any consequence which the river receives. The suspended load of the streamlet consists only of silt and very fine sand. Yet the velocity of the main stream is too small to transport the sediments washed into it. Therefore, the sediments accumulated at the mouth of the streamlet and reduced the depth of the river by about 3 m over a length of about 180 m. The writer measured the discharge of the main river above the highest point of this deposit.

Starting at about km 10 the river flows between the southern boundary of the floor of the polje and a group of more or less concical buttes with steep, forest-covered slopes (Figs. 2b and 3). The buttes consist of rock which is identical with that underlying the adjacent floor.

At about km 14.0 the character of the river channel changes somewhat abruptly. Both width and depth become variable. The inclination of the side slopes increases from about  $10^{\circ}$  to about  $34^{\circ}$ , the gradient of the river level decreases to 0.04 % and the river is almost stagnant. One gets the impression that the channel consists of a string of interconnected dolinas.

At point *D*, Fig. 3 (km 16.4) the river splits into several distributaries, flowing over a swampy flat. In Fig. 3 this portion of the river is shown, as it appeared in 1870, before the area was drained by the excavation of a drainage canal. Within this area some of the water disappeared at mean water stage in twelve swallow dolinas and ponors. Each one of them was connected with the adjacent distributary by a channel with steep sides underlain by silty clay. The average elevation of the swampy flat is 450 m.

At the downstream edge of the swampy flat the water enters two well-defined river channels, the west branch *W* leading to the west, and the north branch *N* which starts in an easterly direction (Fig. 3).

#### West Branch *W*

The west branch, with a total length of about 5 km, consists of three physiographically very different sections. It starts at point *E*, Fig. 3. Between km 0.0 and 2.5 the river flows in a shallow channel with gentle slopes. At one point a short gully branches off to the south leading to a ponor. The river channel is choked with luxuriant aquatic vegetation. North of km 0.0 the slope of the valley is covered with a thick deposit of loess which furnishes the raw material for manufacturing low-grade bricks.

At km 2.5 the river enters a narrow lake known as upper Švica Lake, with a length of about 1.3 km, a maximum width of 60 m and a maximum depth of 8 m, located between gentle slopes. At the downstream end of the lake, at km 3.8 the river in its original state, split into several sluggish distributaries flowing over a swampy flat and finally entered a narrow channel, the bottom of which is covered with rock fragments with a size ranging between fist size and half a cubic meter. Beyond the exit of this channel, at about km 5.00, the river descends in many cascades between travertine ribs over a height of about 30 m to the bottom of a bowl-shaped depression with a length of about 1.7 km, a maximum width of about 600 m and a bottom elevation of about 400 m. Because this depression is occupied by a lake during the high water stage it is known as lower Švica Lake.

Švica Lake is the easternmost of a chain of somewhat smaller depressions extending westward to the foot of the Senjsko Bilo (Figs. 1 and 3) and then northward along the foot of this mountain chain. The depressions are separated from each other by low saddles. The bottom of each depression is drained by small ponors.

The bottom of Švica Lake is partly covered with a brown, highly calcareous, non-plastic clay and dotted with small swallow dolinas and ponors. The thickness of the clay layer varies between zero and 10 m and its upper boundary is located at about El. 425 m. At the foot of the cascades the river water follow a winding channel with decreasing width and it disappears gradually between the upstream end of the channel and about mid-length of the lake bed. The bottom of the lake bed is mostly barren.

A short distance downstream from the foot of the cascades a drainage ditch was excavated leading from the natural channel in a northerly direction to a large ponor (STEFANIE PONOR) with a diameter of about 25 m and a depth of about 20 m. To a depth of about 8 m below the lake bottom the ponor is almost cylindrical. The walls are smooth and vertical and consist of yellowish, sandy calcareous clay which does not soften in contact with water. Below a depth of 8 m the walls consist of limestone and the cross-section of the shaft becomes smaller and irregular. At a depth of 20 m the vertical shaft merges into an inclined cave terminating in a maze of wide open joints and solution channels.

During the low water season practically all the water entering the lake bed flows through the drainage ditch to the ponor. It forms a water fall as it descends into the ponor and it disappears in the joints of the rock surrounding the bottom of the ponor. At that stage the slopes surrounding the barren bottom of the lake bed are covered with luxuriant grass, up to about El. 440 m. Above this elevation the slopes are covered with forest.

As soon as the inflow into the STEFANIC PONOR exceeds about  $10 \text{ m}^3/\text{sec}$  the water level in the ponor rises towards the upper edge of the walls and the lake bottom is flooded. At a discharge of about  $20 \text{ m}^3/\text{sec}$ , water starts to overtop the saddle separating the lake bed from an adjacent depression west of it, and at high water the lake has a length of about 5 km and a maximum depth of about 30 m.

About two kilometers north of Švica Lake there is a pan-shaped depression with a length of about 700 m, a width of about 300 m and a bottom elevation of about 400 m, known as Kojnsko Jezero (Fig. 3). The bottom of the bowl is partly barren or covered with grass, whereas the surrounding slopes are densely wooded. During the high water season water comes out of numerous ponors and swallow dolinas scattered over the bottom of the depression and transforms the bowl into a lake. The lake is populated by small, dark-colored fish which, it is claimed, are encountered only in the Lika and not in the Gačka River. The depression represents a stage intermediate between uvala and polje.

#### North Arm N

The north branch *N* starts at point *F* (km 0.0, see Fig. 3), at the north edge of the flood plain of Otočac. It flows first in a northeasterly direction along the northern boundary of the Gačka Polje and then in a northwesterly direction in a fairly narrow channel cut into what appears to be a strip-shaped continuation of the floor of the Gačka Polje, with an average width of 1.5 km. At the downstream end of the channel the river enters the Brlog flat at km 16.2. This branch of the river, like the west branch, can be divided into five sections, with physiographically very different characteristics, none of which can be accounted for by mechanical erosion.

In the first section, km 0.0 to 2.6, the river follows a W-shaped course toward the northeast. It flows on the bottom of a shallow valley with gentle slopes. Between km 0.0 and 0.1 the bottom of the river channel rises 5 m. Between km 0.1 and 2.6 the river channel communicates with eight clusters of swallow dolinas. The ravines descending to the sinkholes branch off at right angles to the riverbank and then they lead in an upstream direction, parallel to the river bank, to the sinkholes as shown in Fig. 4. The aquatic vegetation in the river channel is so luxuriant, that it is almost impracticable to proceed in a paddle boat.

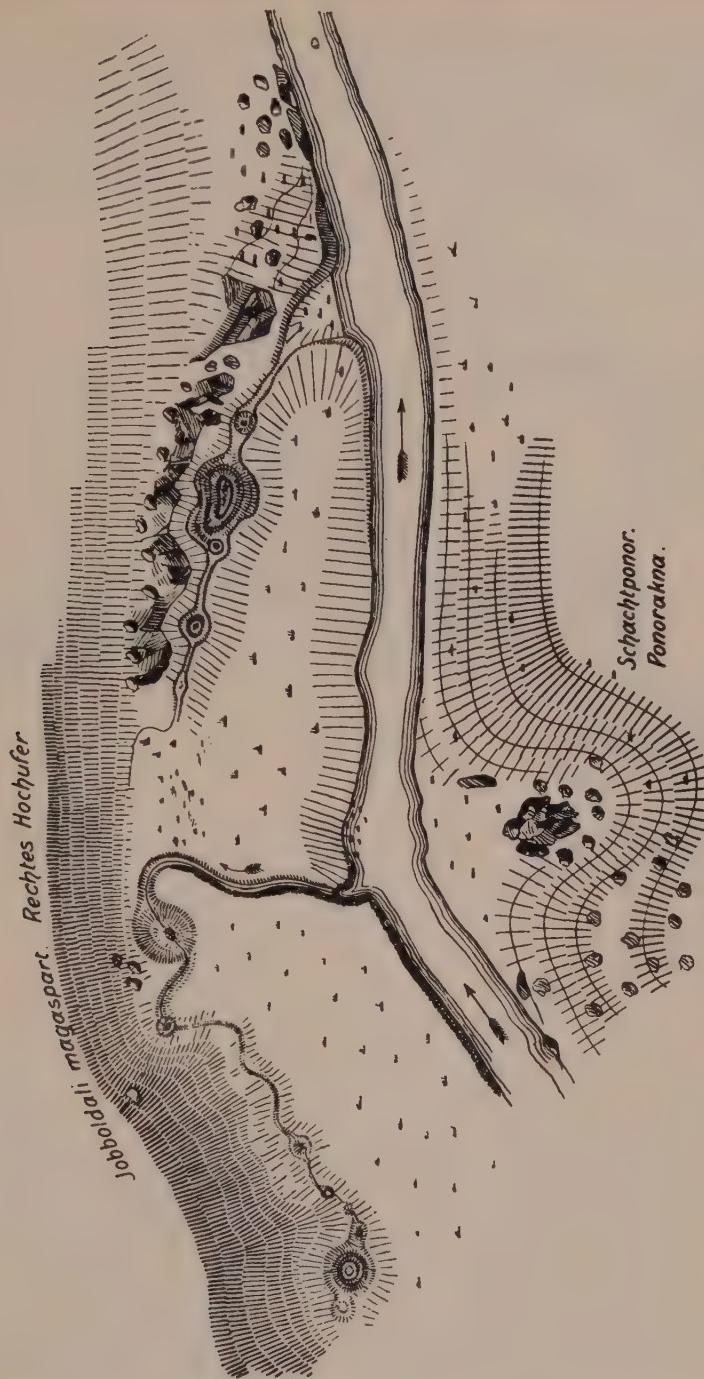


Fig. 4. Ponor at about km 1.5 of north branch of Gačka River

At km 2.6, an abandoned branch of the river valley goes straight on to a distance of about 1 km beyond km 2.6 and terminates in a large bowl-shaped depression, the bottom of which is dotted with numerous swallow dolinas. At km 2.6 the active arm of the valley turns through an angle of  $120^\circ$  to the north.

In the following section, km 2.6 to 5.7, the river meanders on the clay-covered floor of a valley with a width ranging between 60 and 100 m, and a depth between 15 and 20 m. The slopes of the sides of the valley changes erratically

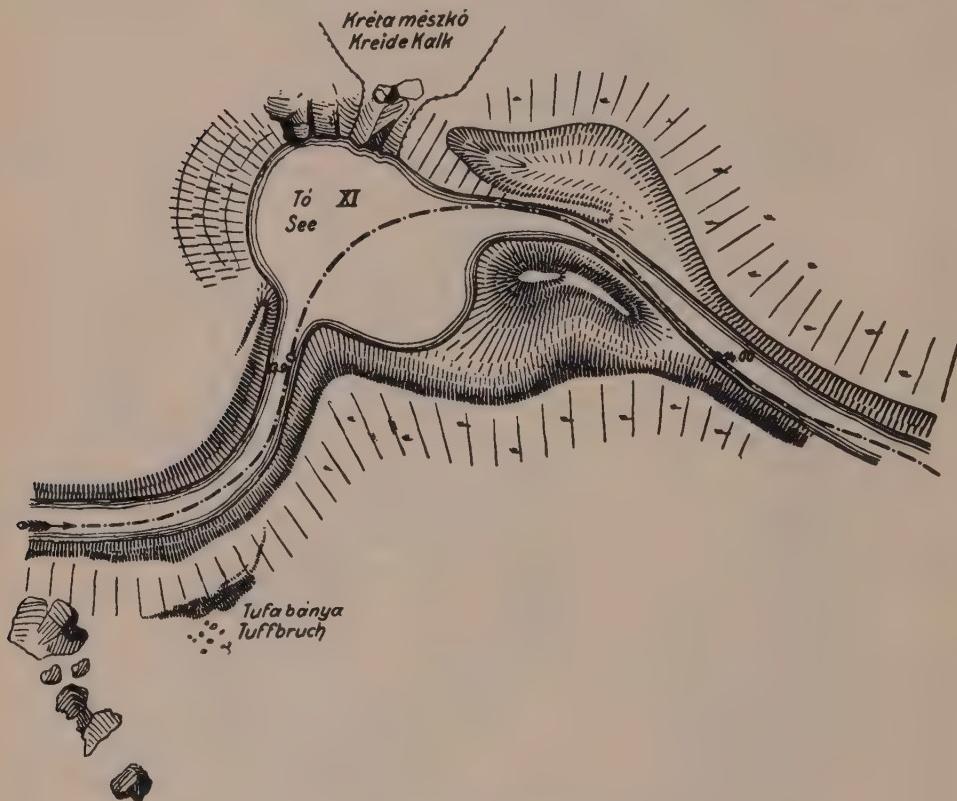


Fig. 5. Submerged dolina at about km 13 of north branch

between gentle and steep. Their continuity is locally disrupted by rock outcrops with almost vertical faces. On the right-hand bank of the river several short ravines lead to ponors at the foot of the right-hand slope of the valley. The two largest ponors are located close together at the foot of an almost vertical rock slope with a height of about 20 m. Each one has a diameter of about 40 m and seems to consist of several interconnected smaller ponors. The winding channel leading to the ponors has steep sides and its bottom is covered with large rock fragments.

The third section, km 5.7 to 7.7, resembles the river section of the main river upstream from point D between km 14.0 and 17.8. Both width and depth of the

channel change erratically. Locally the channel assumes the character of a flooded dolina and the sides of the valley are dotted with rock outcrops. The plateau on both sides of the valley is barren, but at one place the writer found in an accumulation of residual clay the remnants of a tree with a diameter of 60 cm.

In the fourth section, between km 7.7 and 13.8, the river flows in succession through eleven almost circular lakes, with diameters ranging between about 40 and 100 m, and a depth up to 20 m. Between the lakes the slope of the water level is about 0.35 ‰. Fig. 5 is a field sketch of the surroundings of one of the lower-most of these lakes. At an elevation of about 7 m above the lake level the writer noticed the outcrops of a travertine deposit. It could have been formed only at a time when the water table was located high above the present one. The width of the river channel between lakes decreases in a downstream direction and finally the valley assumes the character of a trench with steep sides, as shown in Fig. 5. The writer interprets these lakes as submerged dolinas which were connected by the river channel long after their formation.

In the fifth section, km 13.8 to 16.2, the depth of the valley with reference to the adjacent terrain, decreases from about 12 m to 1 m and at km 16.2 the river descends over a low step into the cultivated flat surrounding the village of Brlog. At this step five small mills have been installed.

One Kilometer east of Brlog, at about km 19.0, the river splits again into two branches. One of them flows toward the west and disappears into a group of ponors at the western margin of the Gusič Polje at about El. 435. The other one turns southeast and, after flowing through a shallow channel across a low saddle, enters the Vlaško Polje, located about 4.5 km northwest of the lower Švica Lake. On the bottom of the Vlaško Polje the river meanders on the polje floor towards the western margin of the flat, where it disappears in numerous swallow dolinas with diameters up to 25 m.

In an attempt to shorten the period of seasonal inundation of the valley floor circular shafts were excavated on the bottom of several swallow dolinas, but proved to be ineffective. Then a drainage tunnel was driven through the ridge which separates the polje from a dolina with a diameter of about 100 m west of the polje. At about mid-length the tunnel passed through a badly shattered fault zone which required roof and wall support. After water was admitted into the tunnel, most of it disappeared in the fault zone. The balance flows into the sink-hole where it disappears in a ponor on the bottom of the sinkhole.

Between the string of lakes, km 12 to 14 of the north branch of the Gačka River, and the Vlaško Polje, there is a barren plateau called the Dubrava (Fig. 3) with a surface elevation of about 480. This plateau appears to be the remnant of the floor of an older polje which was formed at a time when the highest water table was located at least 40 m above the present one. In spite of its age the plateau has retained the characteristics of a polje floor on limestone, including the absence of deep dolinas with steep side slopes like those in the Uvala west of Gusič Polje (Fig. 3).

#### Canale de la Morlacco

The Canale de la Morlacco is located between the sea coast north and south of Zengg and the islands of Veglia and Pago (Fig. 1). It has a width of about

8 km, roughly equal to the greatest width of the Gačka Polje. Its south end is located at the point of intersection between a strike and a cross fault. At that point occupied by the village Sveti Juraj, the trend of the coast line changes from south-southeast to south. Between this point and a distance of about 4 km south of it, numerous springs break out of the rock slope, some above but most of them below sea level. On stormy days the submarine springs are marked by circular areas of quiet water surrounded by the agitated sea. The writer counted sixteen springs of this kind. The largest one came out of the rock at a depth of about 16 m and the area of quiet water above it had a diameter of about 20 m. The writer was told that there is a time lag of six weeks between the peak of the flood in the Lika River and the corresponding peak in the discharge of the springs of Sveti Juraj. The effects of the oncoming high water were said to start at the southernmost springs.

The Canale de la Morlacca, like the other submerged trenches along the coast have been considered submerged erosion valleys. However, this hypothesis appears to be incompatible with the bottom topography of the trenches. In Fig. 1 the numerals in parenthesis indicate the variations of the elevation of the sea bottom. The soundings were spaced about 1000 m and the figures in parenthesis represent the extreme variations of the elevation. The gradient of the bottom of the different trenches is as small as that of the subaerial poljes in the interior basin. Hence, at the time when the floor of the trench was not yet flooded the river, fed by the springs of Sveti Juraj, was as incapable of mechanical erosion as the Gačka River is at the present time.

The veneer of sediment covering the rock surface on the sea bottom must also be very thin, because there are no rivers of any consequence reaching the coast along the Velebit mountains and south of them to a distance of 200 km south of Zengg. The largest of the few small streams reaching the sea, the Zrmanja River (lower edge of Fig. 1) carries so small a quantity of sediments that it has not even formed a delta at its point of discharge into the Mare Novigradi. Hence, it appears that the bottom of the Canale de la Morlacca, like that of the other trenches and bays shown in Fig. 1, is a rock floor covered with a thin veneer of silt and that it was formed, like the rock floor of the poljes in the interior basin, only by solution at the time when the region was not yet submerged.

#### *Development of the Floor of the Gačka Polje*

It has been shown before that the floor of the Gačka Polje and its subsidiaries, the Gusič and the Vlaško Polje, was produced solely by solution, without the assistance of mechanical erosion. In order to visualize this process it is indicated to start from the fact that the polje represents a small portion of a large geomorphological unit, the interior basin shown in Fig. 1. The basin was formed by down-faulting whereby the cretaceous limestones were depressed to a level deep below that of the surrounding high mountains composed of Triassic rocks.

At the outset the entire bottom of the basin was probably located above the ground water table and completely covered with forest. The rainwater reached the ground-water through the bottom of the dolinas.

From the southeast end of the basin the water table descended towards the sea coast in irregular steps as it does today. Wherever the ground water stream encountered a zone of relatively impervious (moderately jointed) rock extending across the major portion of the stream, its slope increased abruptly and flattened out again beyond this zone. As soon as a river started to develop on the floor of a growing polje such as the Lika Polje the topography of the water table changed within the entire body of ground water between the polje and the exit of the ground water stream, because at one point the river withdrew large quantities of water from the aquifer and returned it at another point. At any one given point the elevation of the water table changed with the seasons, because the average porosity of the rock does not exceed a few per cent the seasonal variations may amount to tens of meters.

On account of the great number of accidental factors which determine the ground water conditions every polje located within the interior basin has a hydrologic personality of its own. In some poljes the ponor region is flooded during the high water season because the water table rises above the lowest portion of the polje floor; in others it is periodically flooded on account of inadequate swallowing capacity of the ponors, and in a third group the inundations have ceased completely. In an attempt to reconstruct the development of the Gačka Polje all these facts must be considered.

At the outset the entire area now occupied by the Gačka Polje was located above the highest water table. It was covered with luxuriant forest and the formation of deep dolinas with steep sides ensued, like those which presently exist in the Uvala west of the Gusič Polje (Fig. 3). The development of the polje started with the coalescence of dolinas which had reached the highest level of the water table. The resulting more or less horizontal rock floor was periodically inundated, but the Gačka River did not yet exist. Kojnsko Jezero, between Vlaško Polje and the lower Švica Lake, is presently in that stage.

The permanent river came into existence when the Lipovo Polje was invaded by the Lika River; at this time large quantities of water were injected into the jointed rock close to the southeast end of the floor of the polje (Fig. 1), giving rise to the formation of large springs in that area. The river followed its present course from the very beginning, slowly deepening its bed by solution. The water disappeared during the low water season in the row of ponors located along the northwest boundary of the polje floor (Fig. 3) and the seasonal inundations were confined to the area occupied by the ponors, as they are at the present time in the Vlaško Polje.

When the forest-covered divide between the northwest end of the polje floor and the depression now known as the lower Švica Lake was lowered by solution to the high water level on the polje floor, the flood water overtopped the saddle, invaded the depression and gradually produced by solution the existing channel across the saddle. In a similar manner the Brlog flat, the Gusič Polje and the Vlaško Polje were invaded, one after another. The last step in this development was made by man, when a tunnel was driven from Vlaško Polje into an adjacent depression, to eliminate the seasonal inundation of the floor of the polje.

### *Slope Angles in the Gačka Region*

One of the most striking features of the regional topography is the prevalence of forest-covered slopes with a slope angle ranging between the narrow limits of  $30^{\circ}$  and  $34^{\circ}$ . The following are examples:

Senjsko Bilo . . . . .	$33^{\circ}40'$	Germada . . . . .	$32^{\circ}50'$
Velebit at Kossinj . . . . .	$33^{\circ}40'$	Nanos near Ubelsko . . . . .	$32^{\circ}0'$
Pljesevica near Bihac . . . . .	$30^{\circ}20'$	Nanos near Planina . . . . .	$30^{\circ}20'$

Furthermore, the prevalent slope angle of the sides of the large, forest-covered dolinas in the Uvala northwest of Vlaško Polje is  $33^{\circ}$ . Wherever the forest and soil cover on moderately jointed limestone has been removed, the exposed rock is found to be mechanically intact but deeply grooved in the direction of the dip of the slope, as a result of differential solution. Locally the grooves have depth of more than a meter and they are separated from each other by sharp-crested partitions. Yet the average slope of the deeply dissected rock slope is equal to that of the adjacent forest-covered slopes.

Wherever a river has cut a deep channel through barren, moderately jointed Mesozoic limestone in the Dinaric Alps the walls of the channel are nearly vertical. As a matter of fact, J. Cvijić (1898) considered the canyon-like character of the Karst rivers one of the outstanding characteristics of the region. The canyons of the rivers Korana (see Fig. 1) and the Reka, 150 km west northwest of the Korana, have nearly vertical walls with a height up to 100 meters. Nowhere has it been observed that a barren slope on moderately jointed limestones of this region develops uniformly inclined slopes with a slope angle as small as  $34^{\circ}$ .

On account of these facts the prevalence of slope angles of  $30^{\circ}$  to  $34^{\circ}$  in forest-covered slopes can be explained only by assuming that this is the steepest slope angle at which the forest-covered surface of the layer of residual soil covering the slope is still in equilibrium with the forces and agents such as gravity, surface runoff and creep, tending to reduce the slope angle. On the crests and at the foot of the slopes, the slope angle becomes flatter; flattening takes place at the crest, because the soil removed by creep is not replaced, and at the foot because the creep material accumulates.

In order to account for the striking continuity of the forest-covered slopes it must further be assumed that the dissolving action of the rain water descending through the top soil maintains a statistically constant distance of less than a meter between rock and soil surface. Wherever this distance drops below the average value, the rate of solution increases due to the increase of the rate of percolation with the decrease of the thickness of the layer of top soil. Therefore, the distance between rock and soil surface does not normally become equal to zero.

If the forest cover is entirely removed by deforestation or by geological events the rate of denudation by solution becomes imperceptible. Therefore, the barren rock slope retains its position, representing the preserved image of a formerly forest-covered slope, just as the polje floor represents the preserved image of a high water table.

If, by some event, the soil cover is locally removed from a forest-covered slope, the rate of denudation of the exposed rock surface becomes imperceptible, whereas the surface of the surrounding forest-covered rock goes down. The verti-

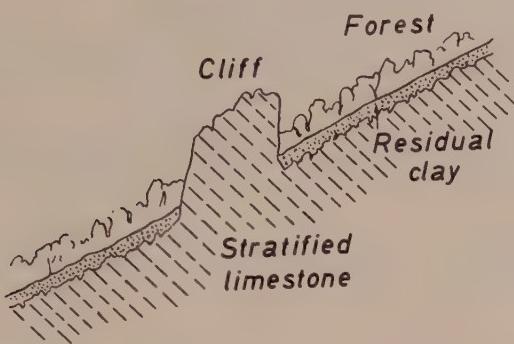


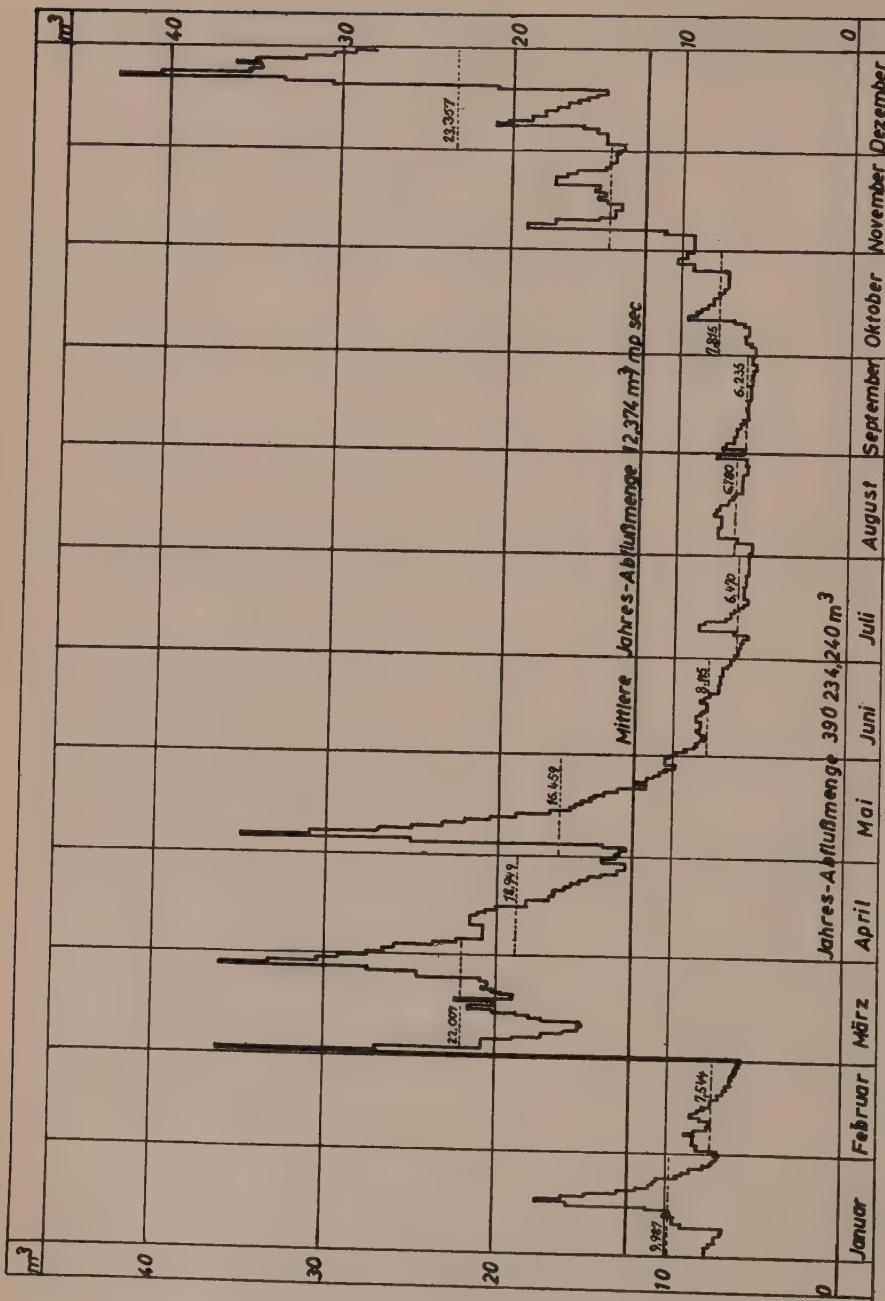
Fig. 6. Effect of local removal of forest cover on topography of slope on limestone

cal distance between rock and soil surface increases and the observer gets the impression that a rock tower or ridge grows out of the inclined slope as shown in Fig. 6. In some areas such pinnacles or ridges are quite common.

#### *Hydrology of the Gačka Basin*

The discharge of the Gačka river and of its two branches, the west and the north branch, was measured by the writer between August and December, 1909, at various stages intermediate between low and high water in eleven different profiles. Two of the profiles were installed on the main branch, two close to the two ends of the south branch and six on the north branch. The principal river gage was attached to a stone bridge across the main branch at km 12.1. The discharge measurements were difficult and time consuming because of the low velocities and the intense pulsations in the flowing water, due to the disturbing influence of the wave motion of the top surface of the thick bottom layer of aquatic vegetation. The frequency of the pulsations ranged between 0.2 and 0.5 per minute and the scattering of the velocity from the average was about  $\pm 10\%$ . The lime content of the water was so high that it was necessary at short intervals to remove the calcareous deposits from the electric contacts in the gaging instrument. The rate of deposition increased with increasing depth below the surface of the river.

The relationship between time and the discharge of the main river for the year 1909 is shown in Fig. 7a. The most conspicuous property of this relationship is the contrast between the rapid increase of the discharge at the beginning of a period of high water and the subsequent gradual decrease at a decreasing rate. On March 1, 1909, at 6 : 00 P. M., the writer read the gage on the bridge in Otočac. The gage registered the lowest river level on record. Four hours later the valley was flooded and the gage indicated a peak flood (see Fig. 7a.), yet the sky was perfectly clear and subsequent inquiries showed that there had been

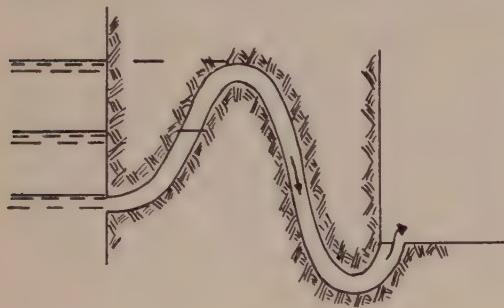


7 a

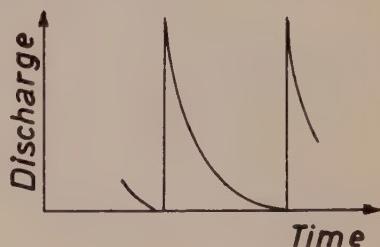
Fig. 7. a) Seasonal variations of discharge of main branch of Gacka River in 1909.  
b) and c) Diagrams illustrating the process resulting in the emergence of intermittent springs

no rainfall of any consequence within the preceding week at any point within the interior basin surrounded by the Velebit, Plješevica and Kapela mountains (Fig. 1). This unusual phenomenon can be explained only by assuming that the water passes through one or more solution channels with the shape of siphons on its way to the sources of the Gačka River. The mechanics of the siphon action are identical with that responsible for the intermittent springs in limestone terranes, illustrated by Figs. 7b and c. While the water table is rising upstream from the entrance of the siphon, the discharge from the siphon remains zero until the water table arrives at the level of the summit of the conduit.

The gaging profiles were laid out in such a manner that the results of the discharge measurements furnished information concerning the loss of water in the main river and its two branches, the west and the north branch, by leakage into the joint system of the underlying rock. It was found that the bed of the main branch, between km 0 and km 14 and of the west branch W from km 0.0 and 6.2 is watertight. The bottom of the channel of the north branch N, containing



7 b



7 c

the chain of circular lakes between km 7.7 and 16.8 (sections  $N_4$  and  $N_5$ ), is also watertight. Between km 0.0 and 7.7 the percentage loss of water decreases from 62 % at a discharge of 1.3 cu m per sec to 28 % at 5 cu m per sec. The corresponding absolute loss increases from 0.81 cu m per sec at low water to 1.4 cu m per sec at a discharge of 5 cu m per sec.

#### *Development of the Pattern of Subsurface Drainage in the Gačka Area*

The Gačka Polje is underlain by moderately jointed limestone locally traversed by shattered fault zones. At great depth, fault zones are commonly tight because the confining pressure prevents the opening up of joints. Hence, when the presently exposed fault zones of the Gačka region were formed they must have been located at a moderate depth below the contemporary ground surface.

If a dolina is formed on a moderately jointed limestone the bottom of the dolina is smooth, because the jointed rock below the dolina acts as a filter and the residual soil accumulates on the bottom of the dolina as it does in the dolinas of the Uvala northwest of Gusič Polje and in the dolinas presently occupied by the circular lakes in the north branch of the Gačka River between km 7.7 to 13.8. On the other hand, if dolinas are formed above shattered limestone the

residual soil is washed into the wide-open voids of the rock. The bottom of such a dolina is dotted with rock outcrops, strewn with rock fragments and the dolina satisfies the prerequisites for swallow dolinas.

If a swallow dolina is invaded by large quantities of water the rock fragments located beneath the bottom of the dolina are removed by solution which initiates the formation of a natural shaft. At the STEFANIE PONOR, in the Lower Švica Lake this shaft has already attained a depth of about 20 m. However, the formation of continuous caverns forming the underground sections of channels of rivers has, in the region shown in Fig. 1, hardly started.

During the low water season the ground water table descends from the upstream end of the Gačka Polje to a considerable depth below the ponor region at the downstream end. During the high water season it is located at, and in some places even above, the floor of the polje. The steep gradient of the water table between the Gačka region and the zone of emergence of the water at Sveti Juraj at the coast south of Zengg is chiefly, if not entirely, due to the convergence of the broad ground water stream towards a very short section of the coast.

All the large springs emerging at the southeast end of the Gačka Polje have three important features in common. They are separated from each other by long distances; they rise out of the ground and they have artesian character, because otherwise it would have been impossible to accumulate the water in the pools located above the surrounding ground surface. These features combined with the results of various other observations indicate that the top layer of the fault zone feeding the springs is almost impervious. The plugging of the voids in the top layer could have been produced only by the deposition of calcium carbonate, of residual soil washed into the ground by rainwater, or both.

#### *Relevant Observations in Other Regions*

In 1916 the writer discussed his findings concerning the origin of the land forms in the Gačka region with Professor WALTHER PENCK prior to the latter's departure for an extended trip into the Taurus mountains in southern Asia Minor. On the north slope of the mountains, northwest of Adana, PENCK encountered a string of poljes similar to those described in this paper. In his attempt to explain the origin of the poljes he arrived at the conclusion (PENCK 1918, pp. 206 to 208) that the mechanism of the formation of the floor of the poljes is identical with that postulated by the writer for the origin of the floor of the Gačka Polje. The floors are located at the level at which the rock surface subject to denudation by solution under forest cover reached the flood-stage water table. When the floor arrived at that level the forest vegetation died and the rate of denudation decreased to a small fraction of the preceding rate.

The timbered areas surrounding both the Gačka and the Lika Polje are distinguished by the prevalence of slopes rising at  $30^{\circ}$  to  $34^{\circ}$  to the horizontal. In the "Haystack" area of Puerto Rico the prevailing dip of the slopes covered with tropical forest vegetation is about  $40^{\circ}$ . The slopes of the large sinkholes in Yucatan are covered with tropical scrub vegetation and they rise at an angle of less than  $20^{\circ}$ . Therefore it appears that the prevailing slope in limestone terranes depends to a considerable extent on the type of vegetation covering the slopes and other still unknown factors.

## CONCLUSIONS

1. The low velocity of the Gačka River, the complete absence of river sediments and the physiographic features of the river channel exclude the possibility that the floor of the Gačka Polje was formed by mechanical erosion.
2. The observed landforms can be explained satisfactorily by the fact that the removal of limestone proceeds very much faster under forest cover than on a barren rock surface. Periodic inundation destroys the forest. Therefore, the floor of the polje is formed at the elevation at which the ground surface arrived at the highest ground water elevation.
3. In erosion valleys, a wide, relatively level rock floor represents the result of the side-cutting of a meandering river, the course of which travelled over the entire floor. By contrast the rock floor of poljes was formed by solution before the river came into existence. The course of the river is predetermined by the micro-topography of the rock floor and it is permanently retained.
4. The periodic inundation of the area occupied by the ponors at the downstream end of a polje floor is caused either by the ground water table rising above the floor or else by inadequate permeability of the rock formation underlying the ponor area. In either case it is likely to be impracticable to increase the absorption capacity of a ponor region by sinking shafts on the bottom of swallow dolinas. A polje in the stage of development of the Gusič Polje can effectively be drained only by diverting the flood waters through a drainage tunnel into an adjacent depression with a dry but porous bottom. That is the way periodic inundations were abolished by natural processes.
5. On account of the low average porosity of the limestone formation in the Gačka region, the seasonal variations in the elevation of the water table are very important. Hence, if a tunnel is driven through rock downstream from a polje, between the level of the floor of the polje and the lowest water table, the tunneling conditions depend on the season. During the low water season tunnel driving may be easy, whereas during the high water season it may be impracticable to drain the tunnel. Therefore, the construction program must be adapted to the regimen of the polje river.
6. The slope angle of forest-covered rock surfaces on intact or moderately jointed portions of dense limestone is exclusively determined by the fact that the chemical interaction between the limestone and the percolating soil moisture maintains a constant average distance between soil and rock surface. Hence, a vertical slope with great height on such limestone may stand up indefinitely in spite of the fact that none of the forest-covered slope rises at an angle steeper than  $34^\circ$ .

### Zusammenfassung der Ergebnisse

Der Verfasser hat im Hinterland der Adriaküste zwischen Zengg und Carlo-pago Karsterscheinungen am Gačkafluß studiert. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen sind folgende:

1. Die geringe Fließgeschwindigkeit der Gačka, das Fehlen von Flußablagerungen und die physiographischen Gegebenheiten des Flußbettes schließen die

Möglichkeit aus, daß der Boden des Gačkapoljes durch mechanische Abtragung geschaffen wurde.

2. Die beobachteten Oberflächenformen können vollauf durch die Tatsache erklärt werden, daß die Abtragung im Kalkgestein unter Waldbedeckung sehr viel energischer vor sich geht, als auf einer nackten Felsfläche. Periodische Überschwemmungen vernichten die Wälder. Aus diesem Grunde ist der Boden des Poljes in der Höhe gebildet worden, in der er den höchsten Grundwasserstand erreichte.

3. In Erosionstälern repräsentiert eine weite, relativ ebene Felsterrasse die Ergebnisse der Seitenerosion eines mäandrierenden Flusses, dessen Lauf früher über einen (höhergelegenen) Poljenboden hinwegging. Im Gegensatz dazu ist der felsige Grund der Poljes gebildet worden, bevor der Fluß existierte. Der Lauf des Flusses ist vorgezeichnet durch die Kleinformen des Felsgrundes, und diese Verhältnisse werden ständig beibehalten.

4. Die periodischen Überschwemmungen der von Ponoren eingenommenen Gebiete am unteren Ende eines Poljebodens sind verursacht entweder durch den Grundwasserspiegel unter dem Poljeboden oder durch die unzureichende Durchlässigkeit des Felsgrundes in den Ponorgebieten. Im ersten Falle ist es unmöglich, die Kapazität der Ponore durch das Niederbringen eines Schachtes auf dem Grunde der Schluckdolinen zu erhöhen. Ein Polje im Entwicklungsstadium des Gusičpoljes kann nur entwässert werden, indem man die Wassermassen, die die Überschwemmung verursachen, durch einen Tunnel in eine angrenzende Depression mit trockenem oder durchlässigem Untergrund leitet. Auf diese Weise werden periodische Überschwemmungen auf natürliche Weise aufgehoben.

5. Infolge der geringen mittleren Durchlässigkeit der Kalkgesteine in der Gačkaregion sind die jahreszeitlichen Schwankungen des Grundwasserspiegels sehr groß. Infolgedessen sind die Bedingungen der Durchtunnelung von den Jahreszeiten abhängig, wenn ein Tunnel durch das anstehende Gestein unterhalb eines Poljes in der Höhenlage zwischen dem Poljeboden und dem niedrigsten Grundwasserstand getrieben wird. Während der niedrigen Wasserstände ist das Vorantreiben des Tunnels leicht, während des hohen Wasserstandes dagegen dürfte es unmöglich sein, den Tunnel trocken zu halten. Aus diesem Grunde muß der Bauplan dem Regime des Poljeflusses angepaßt sein.

6. Der Hangwinkel der waldbedeckten Felsoberflächen in festem oder wenig zerrüttetem Kalkgestein ist ausschließlich bestimmt durch die Tatsache, daß die chemische Verwitterung zwischen dem anstehenden Kalk und der durchsickernden Bodenfeuchtigkeit und damit zwischen Boden und Anstehendem eine konstante mittlere Entfernung erhält. Deshalb kann eine senkrechte Wand in großer Höhe in solchem Kalkgestein unbegrenzt bestehen bleiben, während andererseits keiner der waldbedeckten Hänge steiler ist als  $34^\circ$ .

#### Résumé

L'auteur a étudié dans l'arrière-pays de la côte adriatique entre ZENGG et CARLOPAGO les phénomènes karstiques du fleuve GAČKA. Voici les résultats de ses recherches:

1. La faible vitesse du courant du GAČKA, l'absence d'alluvions fluviatiles et les données physiographiques du lit fluvial excluent la possibilité que le fond du poljé du GAČKA ait été créé par la désagrégation mécanique.

2. Les formes de terrain observées peuvent s'expliquer entièrement par le fait que l'érosion en roche calcaire progresse beaucoup plus énergiquement sous couverture forestière que sur une surface dénudée. Des inondations périodiques anéantissent les forêts. C'est pourquoi le fond du poljé a été formé à l'altitude où il atteignait les plus hautes eaux de fond.

3. Dans des vallées d'érosion, une large terrasse rocheuse, assez plate, représente les résultats de l'érosion latérale d'un fleuve à méandres, dont le cours passait autrefois au-dessus d'un fond des poljés (situé plus haut). Au contraire, le fond rocheux des poljés a été formé par dissolution avant que le fleuve existait. Le cours du fleuve est prédéterminé par la microtopographie du fond rocheux, et cette situation sera permanente.

4. Les inondations périodiques des régions alimentées par des ponors, à l'extrême inférieure d'un fond de poljé sont causées soit par la surface de l'eau de fond, sous le fond du poljé, soit par l'insuffisance de la perméabilité du fond rocheux des régions de ponor. Dans le premier cas, il est impossible d'élever la capacité des ponors par le creusement d'un puits dans le fond de dolines absorbantes. Un poljé au stade de développement du poljé de GAČKA ne peut être drainé qu'en dirigeant les masses d'eau qui causent l'inondation par un tunnel dans une dépression limitrophe à soubassement sec ou perméable. Ainsi sont supprimées, par un processus naturel, des inondations périodiques.

5. En liaison avec la faible perméabilité moyenne des calcaires de la région du GAČKA, les oscillations saisonnières de la surface de l'eau de fond sont très grandes. C'est pourquoi les conditions de la réalisation du tunnel dépendent des saisons, si un tunnel est entrepris, à travers la roche en place, au-dessous d'un poljé à une altitude intermédiaire entre le fond du poljé et la surface la plus basse de l'eau de fond. Lorsque les eaux sont basses, l'avancement du tunnel est facile, lorsque les eaux sont assez hautes, il doit être impossible, par contre, de maintenir le tunnel sec. C'est pourquoi le plan de travail doit être adapté au régime du fleuve du poljé.

6. L'angle du versant de la surface rocheuse couverte de forêt en roche calcaire solide ou peu détruite est exclusivement déterminé par le fait que la décomposition chimique conserve un écartement moyen constant entre le calcaire en place et l'humidité du sol, qui s'infiltre, et par cela entre le sol et la roche fraîche. C'est pourquoi, dans un tel calcaire, la verticalité d'une paroi peut rester illimitée sur une grande hauteur, tandis, d'autre part, qu'aucun des versants couverts de forêts ne dépasse pas 34°.

#### References

- CVIJIĆ, J. (1898): Das Karstphänomen. Geographische Abhandlungen. Herausg. A. Penck. Band V, Heft 3. Ed. Hölszel, Wien, pp. 217—329.  
 GRUND, A. (1903): Die Karsthydrographie. Geographische Abhandlungen. Herausg. A. Penck. Band VII, Heft 3, pp. 1—200.

- PENCK, W. (1918): Die tektonischen Grundzüge West-Kleinasiens. Stuttgart, Verlag von J. Engelhorns Nachf.
- TERZAGHI, K. (1911): Bemerkungen zur Tektonik der Umgebung von Buccari. Földtani Közlony XLI. Band, pp. 684—685. Budapest.
- TERZAGHI, K. (1913): Mitt. Jahrbuch Kgl. Ungar. Geol. Reichsanstalt, XX. Band, 6. Heft, pp. 255 bis 369. Budapest, Franklin-Verein.

### Additional References

- BIROT, P. (1954): Problèmes de morphologie karstique. Annales de Géographie. LXIII.
- KAYSER, K. (1955): Karstrandebene und Poljeboden. Erdkunde IX, 1, S. 60—64.
- KLAER, W. (1957): Karstkegel, Karst-Inselberg und Poljeboden am Beispiel des Jezeropoljes. Petermanns Geograph. Mitteilungen, 101. Jg., 2. Quartalsheft, S. 108—111.
- LEHMANN, H.: Bericht von der Arbeitstagung der Internationalen Karstkommission in Frankfurt a. Main 1953. Mit Beiträgen von J. ROGLIC, C. RATHJENS, G. LASSEUR, H. HARRASSOWITZ, J. CORBEL und P. BIROT. Erdkunde VIII, 2, S. 112—122.
- LOUIS, H. (1956): Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taurus. Erdkunde X, 1, S. 33—53.
- Report of the Commission on Karst Phenomena. Mit Beiträgen von H. LEHMANN, H. BÖGLI, J. ROGLIC, P. BIROT, H. LOUIS, T. WARWICK (Internat. Geogr.-Kongreß Rio de Janeiro 1956).

# Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz (Ramberggebiet)

Von

MANFRED SCHICK, Halle (Saale)

In seiner Studie „Die Periglazial-Erscheinungen im Harz“ (L 8) behandelt HÖVERMANN im wesentlichen die Verhältnisse des Südwestharzes vom Quitschenberg (Brockengranit) bis Herzberg und Scharzfeld, die er in einer Karte über den periglazialen Formenschatz dieses Gebietes darstellt. Im folgenden soll untersucht werden, ob sich HÖVERMANNS Beobachtungen und Überlegungen auch auf das Ramberggebiet übertragen lassen.

Wenn für das Brockengebiet von POSER und HÖVERMANN (L 16) eine Eigenvergletscherung während der Würmeiszeit wahrscheinlich gemacht wird, die schon früher mehrfach angenommen und zuletzt von LEMBKE (L 11) bestritten worden war, so treten demgegenüber am Ramberg auf keinen Fall glaziale Formen auf. Lediglich am Ostfuß des Berges (von Försterei Spiegelhaus bis Försterei Sternhaus) finden sich moränenartige Bildungen, doch beweisen die vereinzelt darin enthaltenen nordischen Geschiebe, daß es sich nicht um eine Eigenvergletscherung handeln kann. Auch treten keine Nivationswannen, steilrandigen Talschlüsse von zirkusartigem Aussehen und keine Gehängezirken auf, so daß auch kein nivaler Einfluß berücksichtigt zu werden braucht<sup>1)</sup>. Um so ausgeprägter ist jedoch der im engeren Sinne periglazial gestaltete oder umgestaltete Formenschatz, der seinen Charakter von den Rumpfflächen und den sie überragenden Erhebungen zu den Hängen und Tälern ändert.

Von den am Ramberg auftretenden charakteristischen Formen seien zunächst die Klippen einer genaueren Betrachtung unterzogen. Da nach HÖVERMANNS Auffassung der Ramberg zur Höhenlandschaft des Harzes (= Rumpfflächenbereich) gehört (L 9 S. 1) im Unterschied zu den Tälern und Talflanken, überrascht ihr Auftreten in diesem Gebiete nicht. Abgesehen von einigen Hornfelsklippen im Jagen 179 am Westabhang des München-Berges, ostsüdostwärts

<sup>1)</sup> Der Ramberg liegt mit seiner Meereshöhe von etwa 580 m unter der von POSER und HÖVERMANN errechneten Schneegrenzhöhe von etwa 700 m, so daß sich beide Befunde nicht widersprechen.

Försterei Uhlenstein (Hochwert 5 725 755, Rechtswert 4 434 310) bestehen die Klippen und Klippenreste des Untersuchungsgebietes durchweg aus Granit. Es sind übereinander getürmte Wollsäcke, die felsburgartig die mächtige Verwitterungsdecke durchdragen. Diese Klippen wurden vermessen und ihrer Lage entsprechend auf der beigefügten Karte eingetragen. Die Meßwerte sind folgende (Länge, Breite, Höhe):

- K<sub>1</sub>: 11 m; 3,80–7,00 m; 5,70–6,70 m; davor ein Bruchstück von 11,00 × 14,50 m Fläche und 2,30 m Höhe.
- K<sub>2</sub>: 11 m; 7 m; 6 m; davor etwa 30 Trümmer von 2–3<sup>3</sup> m Größe.
- K<sub>3</sub>: 13 m; 7,80 m; 2,50 m; zersplittert, mehrere Trümmer.
- K<sub>4</sub>: 4,50 m; 2 m; 1,60 m; Dach der Klippe abgedeckt, liegt daneben; Bruchstück von 6 m; 2 m; 1,50 m.
- K<sub>5</sub>: Klippenreihe mit großen Trümmerstücken; alle Stücke mindestens 1 m<sup>3</sup> bis 10 m<sup>3</sup>.
- K<sub>6</sub>: Klippenrest; 3 große eckige Trümmerstücke:  
a) 2 m; 2 m; 1 m. b) 3 m; 3 m; 2 m. c) 3 m; 2 m; 1 m.
- K<sub>7</sub>: 2 Klippenreste und Trümmer:  
a) 4 m; 3 m; 2,50 m. b) 3 m; 1,50 m; 1,50 m.
- K<sub>8</sub>: 3,30 m; 2,60 m; 1 m; mit Bruchstücken.
- K<sub>9</sub>: 2 Klippen:  
a) 4,50 m; 1,50 m; 2 m. b) 6 m; 1,50 m; 1,50 m; mit Trümmern von 3 m Länge.

#### K<sub>10</sub>: Mehrere Klippen bis 5 m; 2,50 m; 1,80 m.

Die größten Klippen (K<sub>1</sub>–K<sub>3</sub>) befinden sich in unmittelbarer Nähe der höchsten Erhebung, in 560 bis 580 m Höhe. Man könnte fast zu der Annahme kommen, daß sich im Abtragungsschutz dieser durch besonders festes Gefüge gekennzeichneten Klippen die Viktorshöhe erhalten hat. Es scheiden nämlich Unterschiede zwischen Granit und Porphyrgrenat aus, denn es sind – wie ich in einer weiteren Studie über das Härteverhältnis Granit–Hornfels zeigen werde – die Eintragungen des geologischen Meßtischblattes Harzgerode, Gradabt. 56, Blatt 23 (herausgegeben 1928), falsch. Das Gebiet um die Viktorshöhe besteht nämlich einheitlich aus normalkörnigem Zweiglimmergranit. Die Klippe 4 könnte die Ursache für das Ausbiegen der Isohypsen nach Norden (im Jagen 120) gewesen sein, Klippe 5 mag der Grund für das Erhaltenbleiben der Höhe 562 (im Jagen 170) sein.

Das Gesamtbild der Kartierungen gibt dieser Annahme jedoch nicht unbedingt recht, denn die Klippen 8 und 9 haben auf die Reliefgestaltung keinen Einfluß. Schließlich zeigt auch die Höhe 583 und das diese umgebende große Areal des über 580 m liegenden Gebietes keine Klippen oder Klippenreste. Hier mag vielleicht doch der angrenzende bzw. unterlagernde hornfelsartige Glimmerschiefer konservierend gewirkt haben. Auf jeden Fall verdient beachtet zu werden, daß die Mehrzahl der Klippen auf Wasserscheiden zu finden ist. Dies zeigt sich neben den Klippen 1, 2 und 3 besonders bei den Klippen 6, 7 und 10, die auf der Wasserscheide zwischen zwei nach Nordosten abfließenden Bächen liegen. Fern der vorgezeichneten Erosionsrinnen brauchen die Klippen – also als Restlinge oder Fernlinge – nicht unbedingt härter als das übrige Gestein zu sein.

Die Klippen 1 und 2 sind mit Schräglächen in ähnlicher Form verbunden, wie es NEEF nach Beobachtungen in Teilen des Erzgebirges, des Harzes und des ostthüringischen Schiefergebirges ganz allgemein für die Mittelgebirge angibt (L 15 S. 189). NEEF ist zu dieser Feststellung für den Harz wahrscheinlich auf Grund von Hangvermessungen im Brockengebiet gekommen, an denen der Verfasser im Herbst 1951 teilgenommen hat. Auf die genetische Deutung der Schräglächen, die von NEEF l. c. näher dargestellt wird, soll hier nicht eingegangen werden; es soll lediglich ein weiteres Beispiel für das Auftreten von Schräglächen gegeben werden. Oberhalb der Klippen sind die Schräglächen flacher, unterhalb der Klippen wesentlich steiler. Doch auch in diesem Fall wird der Verallgemeinerungsmöglichkeit schnell eine Grenze gesetzt: Die Klippen 4, 6 und 7 verursachen keine Änderung der Hangneigung, während bei den Klippen 5, 8 und 9 keine Beziehungen zu Schräglächen feststellbar sind. Die Klippen 9 und 10 bilden im Gelände mit ihrer Sockelfläche von etwa 1000 m<sup>2</sup> deutliche Erhöhungen. Der



Abb. 1. Klippe Nr. 1 (siehe Karte).

Klippenkomplex 9 stellt für die rückschreitende Erosion, die seitlich davon schon viel weiter gegriffen hat, ein großes Hindernis dar.

Wie oben schon erwähnt, bestehen die Klippen (siehe Bild 1) aus Wollsäcken, bei denen die Rundung meist nicht so weit fortgeschritten ist, wie bei den Granitblöcken innerhalb der Grusdecken. Bei beiden aber ist die Abrundung die Folge chemischer Verwitterung, wie HÖVERMANN richtig feststellt (L 8 S. 9), denn die mechanische Verwitterung erzeugt ja stets scharfkantige Bruchstücke. Die schalige Absonderung an manchen Wollsäcken, die besonders schön im Jagen 144 beobachtet werden kann, bestätigt dies. Mit dem Hammer lässt sich teilweise Schale auf Schale abschlagen oder ablösen. Diese auf tropisch-subtropische und nicht auf periglaziale Verwitterung hinweisende Zwiebelschalenstruktur wird jedoch häufig längs gerader, ebener Spaltflächen glatt durchschlagen. Diese scharfkantigen Bruchflächen treten sowohl an den Klippen (siehe Bild 2), als auch an den Wollsäcken in den Grusdecken auf und sind zweifellos eine Folge mechanischer Verwitterung. Da die Schalen ohne Rücksicht durchschnitten werden und keine nennenswerten Spuren chemischer Tätigkeit an den geraden Schnittlinien festgestellt werden können, muss man diese mechanische Zerlegung jünger datieren als die Wollsack- und Grusbildung, die im jüngeren Tertiär stattgefunden hat (L 7 und L 19).

Damit dürfte die obere Grenze der mechanischen Gesteinszerlegung ziemlich sicher festgelegt sein. Hinsichtlich der unteren Grenze kommt HÖVERMANN – auf Grund von Beobachtungen im Brockengebiet – zu dem Schluß, daß die scharfkantigen Bruchflächen nur periglazialer Frostverwitterung zugeschrieben werden können (L 8 S. 12). Der Boden des Harzes muß kaltzeitlich mindestens 8 m tief größeren Temperaturschwankungen ausgesetzt gewesen sein, während rezente Fröste niemals mehr als 2 m in den Boden eindringen. Am Ramberg werden jedoch, obwohl auch hier die Grusdecke beachtlich stark ist, keine 8 m Tiefe der mechanischen Gesteinszerlegung erreicht. Im Aufschluß am SO-Rand des Bergrat-Müller-Teichs konnte ich lediglich eine Zersatttiefe von 1,65 m (unter einer Humusdecke von 40 cm) messen. Mag man diese Messung nur unter Vorbehalt verwenden, da wir uns hier schon in Nähe des Kontaktbeginns befinden, so



Abb. 2. Teil der Klippe Nr. 9 (siehe Karte).

könnte DIETER REIMANN im Herbst 1955 im großen Steinbruch in Jagen 131 (also fast in der Mitte des Granitgebietes) 1,55 m Zersatttiefe unterhalb der Humusdecke messen.

Neben den Klippen fallen im Ramberggebiet an der Oberfläche Granitblöcke auf, die sich stellenweise sehr häufen. Von kleinstückigen, teils nur handgroßen und ungerundeten Exemplaren bis zu Blöcken von mehr als 2 m Länge und mit gerundeten Kanten ist jede Größenordnung vertreten. An der Grenze der Jagen 113 und 117 liegen 9 Blöcke von jeweils bis zu 5,50 m Länge und 2 m Breite. Der Größenübergang zu den Klippenresten ist also fließend.

Während im Brockengebiet der Granit häufig von scherbigerem Schutt überdeckt ist, der nicht dem Granit, sondern den benachbarten Kontaktgesteinen entstammt (L 8 S. 11), fehlen solche Fremdgesteine auf dem Ramberggranit. Wie die beigelegte Karte, in der auf Grund systematischer Beobachtung im Gelände die regionale Verbreitung der oberflächlich liegenden und der verdeckten Granitblöcke eingetragen wurde, recht anschaulich zeigt, finden wir fast im gesamten Granitgebiet eine Bestreuung mit Granitblöcken. Am häufigsten treten die Blöcke an den Hängen der Viktorshöhe und im tief eingeschnittenen Krebsbachtal auf; die Bestreuung ist also an steilen Hängen am intensivsten ausgebildet. Dies beruht auf

der Tatsache, daß mit zunehmender Hangneigung die Kraft des Wassers größer wird, die die durch die Verwitterung geschaffenen Bodenteilchen abtransportiert. Die flacher geneigten Hänge dagegen sind weit weniger mit Blöcken bestreut (z. B. in den Jagen 39, 88, 110 und 167), denn das geringe Gefälle erschwert einen Abtransport der Feinmaterialien und war für eine Wanderung der großen Blöcke durch Bodenfließen recht ungünstig. Herr Prof. Dr. KÄUBLER wies mich besonders auf diese „weißen Flecke“ in der beigefügten Karte hin. Es sind dies keine Beobachtungslücken, da das gesamte dargestellte Gebiet abgegangen worden ist. Das Fehlen von Granitblöcken nördlich der Klippen K 6 und K 7 beruht darauf, daß hier der Granit von Sumpf (Mittelbruch und Nesselbruch) bedeckt ist.

Trotzdem finden sich auch in flachem Gelände große Blöcke (z. B. im Jagen 133). LOZINSKI (L 12 S. 644) hätte mit seiner Theorie der Entstehung periglazialer Verwitterungsfazies *in situ* eine Antwort dafür. Wir wissen jedoch, daß die Blöcke im Granit durch chemische Zersetzungarbeit des längs der Kluftsysteme eindringenden Sickerwassers herauspräpariert worden sind. Der entstandene Grus wurde und wird nicht nur durch das oberflächlich abfließende, sondern auch durch das in der Tiefe zirkulierende Wasser weggespült.

Die Blöcke liegen regellos verstreut, teils in einem Abstand von 20 m und mehr, teils aber auch dicht beieinander, doch wird der Grad eines Blockmeeres oder gar einer Blockhalde nicht erreicht. Lediglich unterhalb einzelner Klippen liegen die Blöcke übereinandergetürmt. Eine eindeutige Beziehung zwischen dem Standort der Klippen und der Verbreitung der Blöcke ergibt sich jedoch nicht, da sich zuweilen einzelne Wollsäcke auch in höherer Lage als die Klippen finden und außerdem unterhalb einzelner Klippen keine Anhäufung von Gesteinstrümtern festgestellt werden konnte. Obwohl theoretisch die Gesteinsgrenze Granit-Hornfels vom höherliegenden Gestein (hier dem Granit) überrollt werden kann, wird besonders im Osten (von Jagen 35 bis 173) und im Süden (von Jagen 182 bis 185) die Granitgrenze von der Granitblockbestreuung nicht erreicht. Dafür greift diese aber an anderen Stellen auf das Kontaktgebiet über (siehe Karte), jedoch nicht in dem Umfange, wie es auf dem neuesten geologischen Meßtischblatt eingetragen ist; so konnte z. B. westl. Försterei Ramberg, südl. Höhe 583, südöstl. Pkt. 564,1 und nördl. des Bärweges im Jagen 40 und Jagen 41 keine Granitbestreuung festgestellt werden. Die Blockschuttströme des Granits über Kontaktgestein sind dagegen ausgedehnter, als es die geologische Karte angibt, z. B. im Krebsbachthal (westl. Pkt. 365,4) und an der Taubentränke (am Pkt. 438,5).

Ganz allgemein kann man sagen, daß im freien Gelände die Blöcke oft von Gras- oder Moospolstern, ja sogar von einer dünnen Humusschicht überzogen sind; und selbst wenn sie davon nicht oder nur teilweise bedeckt sind, fallen sie im hohen Gras kaum auf. Im Buchenwald dagegen, wo die Feldschicht fehlt, sind sie weithin sichtbar. In jungen Fichtenschonungen sind die Blöcke z. T. frei, z. T. aber auch überdeckt. Durch das Fehlen bzw. nur geringe Vorkommen von Bodenvegetation im Wald ist die Abspülung stärker als im Wiesengelände. Diese ist weit mehr von der Regendichte und auch von der absoluten Niederschlagshöhe abhängig. Vielleicht sind die unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse des Brocken- und des Ramberggebietes die Ursache dafür, daß die Transportkraft des Wassers am Ramberg nicht ausreichte bzw. nicht ausreicht, um die Locker-

materialien abzuspülen, am Brocken dagegen wohl, so daß sich dort Blockmeere entwickelten bzw. noch entwickeln, denn die Blockmeere sind nicht, wie es LOZINSKI (L 12 S. 643) annahm, allein im Diluvium entstanden (wo der Spaltenfrost in den waldfreien Mittelgebirgen höchst wirksam war) und würden jetzt von der Vegetation zurückerobert, sondern es sind Mehrzeitformen, wie es HÖVERMANN nachweist (L 6 S. 69). Sollten also die genannten klimatischen Unterschiede entscheidend für die Ausbildung oder Nichtausbildung von Blockmeeren in ein und demselben Gestein (Granit des Brockens und des Rambergs) sein, so wäre die Feststellung C. SCHOTTS nicht richtig, daß die Blockmeerbildung „eine vollständige Abhängigkeit von Gesteinsstruktur und Härte“ zeigt (L 20 S. 59). Auch MORTENSEN lehnt diese extreme Anschauung SCHOTTS ab, indem er schreibt (L 14 S. 280): „Wenn man es für wahrscheinlich hält, daß gewisse Klimate der Blockbildung günstig, andere ihr ungünstig sind, so wird nämlich eine solche Annahme nicht widerlegt durch die Tatsache, daß einige besonders leicht zu Blöcken verwitternde Gesteine das auch in einem der Blockbildung an sich ungünstigen Klima tun, während andere, besonders schwer zu Blöcken verwitternde Gesteine, sogar in günstigem Klima keine Blöcke entstehen lassen.“ MORTENSEN weist also ebenfalls nach, daß Gesteinsbedingtheit und Klimabedingtheit keine Gegensätze sind. Auch weist er mit Recht darauf hin, daß das Vorhandensein von mehr als einem der Blockverwitterung günstigen Klima (neben dem kalten z. B. auch wechselfeuchte Klimate) kein Gegenbeweis gegen klimatische Abhängigkeit der Blockbildung ist, was sowohl für die räumliche Verbreitung, als auch für die zeitliche Entwicklung Gültigkeit hat.

Ein Teil der oberflächlich liegenden, also die Grasnarbe durchragenden, und alle als verdeckt eingetragenen Blöcke gehören zu den dem Periglazial zuzuordnenden Wanderschuttdecken, deren Bewegung in unserem Klimabereich – auf jeden Fall bei Hangneigungen bis zu etwa  $16^{\circ}$  – heute abgeschlossen ist. Dies beweist einmal die ungestörte Entwicklung von Moor- und Bodenprofilen auf diesen Decken (L 3 S. 16); zum anderen ist die Blockschuttdecke durch Hohlwege, rezente Tieferlegung von Bächen usw. zerschnitten, ohne daß durch eine Wanderung des Blockschuttes die Einschnitte zerdrückt werden (siehe auch L 8 S. 21). Wenn am Ramberg auch keine ortsfremden Gesteine in der Granitschuttdecke festgestellt werden könnten (es wurde Granit über Granit bewegt), so reicht doch die Decke selbst stellenweise weit ins Kontaktgebiet hinein. Überall dort, wo das Gelände ein auch noch so schwaches Gefälle hatte, muß sich während der letzten Vereisung die Schuttdecke unter dem Einfluß der Eigenschwere in Bewegung gesetzt haben, begünstigt durch das jährliche Auftauen des Bodens bis zu einer bestimmten Tiefe über einem ständig gefrorenen Untergrund. Nach HÖVERMANN (L 8 S. 22) entspricht die Mächtigkeit der Schuttdecke der sommerlichen Auftautiefe. Für das Brockengebiet gibt der Autor für stärker geneigte Talhänge eine Mächtigkeit von etwa 20–60 cm an, für den Bereich der weniger stark geneigten Hänge (im Bereich der Rumpfflächen über 600 m) eine Mächtigkeit von etwa 70 cm. Dieser Wert erscheint „erstaunlich hoch“ (l. c.).

In einer kleinen Kiesgrube nördl. der Viktorshöhe (in 460 m, Hochwert 5 729 590, Rechtswert 4 436 510) konnte ich an einem etwas steileren Hang unter einer 15 cm starken Humusschicht die Mächtigkeit der Decke mit 48–50 cm messen, während sie in dem bekannten Aufschluß am SO-Rand des Bergrat-

Müller-Teichs an einem weniger stark geneigten Hang unter 40 cm Humus 75 cm beträgt (gemessen, nicht geschätzt). Die am Ramberg ermittelten absoluten Werte entsprechen also in der Größenordnung denen des Brockengebietes. Dies war durchaus nicht zu erwarten, da nach HÖVERMANN (L 8 S. 23) die Wanderschuttdecken am Brocken der jüngeren Tundrenzeit, die am Ramberg den Hauptphasen der Würm-Vereisung zugerechnet werden. HÖVERMANN kommt zu dieser Datierung infolge des Auftretens der Hochharz-Wanderschuttdecken „im Bereich der Firnansammlungen der würm-eiszeitlichen Harzgletscher“, denn die Schuttdecken müssen ja jünger als die von HÖVERMANN angenommene Vergletscherung sein. Für die Zeiteinstufung der Wanderschuttdecken der tieferen Regionen (zu denen der Ramberg gehört) gibt er keinen Beweis an. Sollten die oben mitgeteilten Beobachtungen nicht nur punktuelle Bedeutung haben, so besteht entgegen HÖVERMANNS Datierung die Möglichkeit, daß die Wanderschuttdecken im Hochharz und am Ramberg der gleichen Zeitstellung angehören.

Die Schuttdecke geht an vielen Stellen nicht unmittelbar in das unterlagernde anstehende Gestein über, sondern es folgt eine Zone des Gesteinsverzuges (auch Hakenschlagen genannt). Nach TROLL (L 21 S. 15) soll der Gesteinsverzug durch die korradierende Kraft an der Sohle der Wanderschuttdecken hervorgerufen worden sein, eine Meinung, die auch von BüDEL (L 3), RATHSBURG (L 17), SALOMON (L 18) und SCHOTT (L 20) vertreten wird. Man kann sich jedoch nur schwer vorstellen, wie die geringmächtige – am Ramberg 75 cm starke – Decke bei der langsam Bewegung des Bodenfließens das gefrorene unterlagernde Gestein stetig zu Haken verbogen haben soll. Nach K. MASUCH, die den Gesteinsverzug in den Becken von Zella-Mehlis und Brotterode untersuchte, kann der gefrorene Boden nur durch eine lange und stetig wirkende Kraft plastisch gemacht worden sein, wozu die Wanderschuttdecke nicht in der Lage war (L 13 S. 241). Die Gesteinsverschleppung im Thüringer Wald müßte also beendet gewesen sein, als die Gleit- und Walzbewegungen einsetzten, die die Fließerdedecke schufen. Die Bildung der Haken ist daher in den Beginn der letzten Kaltzeit oder in eine frühere Kaltzeit zu stellen. K. MASUCH hat die Bekanntgabe weiterer Beobachtungen, die ihre Überlegungen zu unterstützen scheinen, in Aussicht gestellt. Wir warten auf diese Veröffentlichung, die uns durchaus ein Stück weiter bringen kann, selbst wenn wir zu bedenken haben, daß diese Beobachtungen aus 600–700 m Höhe – also nahe der letzteiszeitlichen Schneegrenze – stammen, und daß wir hier unter Umständen besondere Verhältnisse vorfinden, die vielleicht in höheren Lagen des Bayerischen Waldes, sonst aber nirgends wieder anzutreffen sind.

Am Ramberg finden wir deutliche Unterschiede zwischen der mit groben Blöcken durchsetzten Wanderschuttdecke und dem der Vergrusung anheimfallenden autochthonen Gesteinssockel, die auf den ersten Blick dem Befund von K. MASUCH zu entsprechen scheinen. Wenn wir jedoch hierzu die Ausführungen HÖVERMANNS über das Brockengebiet heranziehen, können die Blockschuttdecke und die Zone des Hakenschlagens zusammengefaßt werden (nach HÖVERMANN ist es eine Differenzierung der Wanderschuttdecke (L 8 S. 21–22). Verfolgt man die Bruchstücke eines Quarzganges im Granit über die Hakenzone hinaus, so findet man relativ zahlreiche Quarzbruchstücke in der gangabwärtsigen Verlängerung des Solifluktionsschutt (L 9 S. 2).

Das oben aufgezeigte Problem der Erklärung der Hakenbildung durch die langsame Bewegung der geringmächtigen Decke versucht HÖVERMANN dadurch zu lösen, daß er annimmt, die Grenze zwischen Schuttdecke und Schleppungszone entspreche der normalen sommerlichen Auftautiefe, während die Grenze zwischen Schleppungszone und unbewegtem Gestein extremen sommerlichen Auftautiefen entsprechen soll (L 8 S. 23). Die von K. MASUCH (L 13 S. 236) als fehlend betrachtete Begründung hierfür gibt HÖVERMANN wie folgt: „In der eigentlichen Wanderschuttdede ist die Bewegung so heftig, daß jede, aus dem ‚Anstehenden‘ vererbte strukturelle Gliederung zerstört wird. Mit der Abnahme der Häufigkeit der Frostwechsel nach der Tiefe zu und damit der Abnahme der Bewegungsgeschwindigkeit werden die Erhaltungsbedingungen für solche ‚vererbten Strukturen‘ günstiger, infolgedessen bleiben die am Hang ausstreichenden Schichtköpfe in den ‚Haken‘ solange erkennbar, wie sie sich hinreichend tief, d. h. unterhalb der Zone starker Bewegungen, befinden“ (L 9 S. 2).

Die Mächtigkeit der Zone des Gesteinsverzuges gibt HÖVERMANN (L 8 S. 22) mit 100–120 cm an, was in der analogen Zone in der großen Kiesgrube nordwestlich Friedrichsbrunn (in 570 m, Hochwert 5 729 550, Rechtswert 4 433 910) nicht ganz erreicht wird. In der oben genannten kleinen Kiesgrube (in 460 m) dagegen beträgt die Mächtigkeit dieser Schleppungszone nur 30 cm. Insgesamt gesehen ist die Mächtigkeit der Zone des Hakenschlags recht unterschiedlich. Um Gründe hierfür erarbeiten zu können, ist das Beobachtungsmaterial am Ramberg jedoch zu gering.

### Résumé

Les formes périglaciaires du Harz ont été décrites en détail par HÖVERMANN en 1953. Comme ses explications se fondent essentiellement sur la situation existant au Sud Ouest du Harz, l'exemple de la région du Ramberg (bord nord du Bas Harz) permet une vérification de ces observations.

L'origine des chicots est discutée sur la base d'une cartographie et d'un levé exact; le tertiaire récent est reconnu comme phase principale de la désagrégation en boule; la cartographie de l'extension des blocs de granit montre qu'il n'y a aucun rapport entre chicots et blocs. Dans les vallées, des coulées de pierre formées de granit s'étendent loin à l'intérieur du domaine des roches de contact. Les chaos de blocs manquent, bien que la roche soit favorable, pour des raisons climatiques. Le déplacement des blocs eut lieu, à l'intérieur d'un sol fluent, qui s'étendait partout, sous un climat périglaciaire et est aujourd'hui arrêté.

Il est possible que soient de même âge les sols fluents du Haut Harz, qui passent pour être de la fin du glaciaire, et ceux du Ramberg, qui sont tenus pour être du maximum glaciaire.

La conclusion présente une discussion du problème du fauchage des têtes de couches, problème où s'opposent les théories de MASUCH et HÖVERMANN.

### Summary

The periglacial features of the Harz have been treated comprehensively by HÖVERMANN in 1953. As HÖVERMANN's statements essentially concern only the conditions of the southwest Harz, the correctness and validity of HÖVER-

MANN's observations are examined by the example of the Ramberg area (northern border of the Lower Harz).

Based on mapping and exact surveying of the area concerned the origin of the tors is discussed. The late Tertiary is stated as the main period in which the disintegration of the rock into boulders took place. The mapping of the granite boulder area does not show any relation existing between tors and boulders. In the valleys rock glaciers spread as far as to the area of the contact rocks. In spite of suitable rock the climatic conditions did not support the development of rock beds. The wandering of blocks took place within the cover of wandering rock waste, in the area influenced by periglacial climate, and is settled now.

Possibly the wandering rock waste cover of the High Harz and the Ramberg, being looked at as late glacial resp. high glacial, are of the same age.

At the end the problem of the features connected with soil creep is discussed which phenomenon has been explained by MASUCH and HÖVERMANN in an opposite way.

#### Literaturverzeichnis

1. BEHRMANN, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. *Forschungen z. dtsch. Landes- und Volkskunde* **XX**, 2, 145–245, 1912.
2. BISCHOFF, G.: Tektonik, Gefüge und Erzzonen des Ramberggranits im Harz. *Geologica* **10**, 1951.
3. BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Petermanns Mitt. Erg.-H.* **229**, 1937.
4. DAHLGRÜN, F.: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte Blatt Harzgerode, 1929.
5. ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Blockströme am Ostrand des Brocken-Granitgebietes. 7. Jahressber. Niedersächs. Geol. Verein Hannover **1914**, 53–58.
6. HÖVERMANN, J.: Morphol. Untersuchungen im Mittelharz. *Gött. Geogr. Abh.* **2**, 1949.
7. HÖVERMANN, J.: Zur Altersdatierung der Granitvergrusung. *Neues Archiv für Niedersachsen* **18**, 489–491, 1951.
8. HÖVERMANN, J.: Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. *Gött. Geogr. Abh.* **14**, 7–44, 1953.
9. HÖVERMANN, J.: Brief an den Verfasser. *Göttingen* 1. 10. 1957.
10. JESSEN, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie, *Ztschr. Ges. Erdkd. Berlin* 1938, 36–49.
11. LEMBKE, H.: Die angebliche Vergletscherung des Harzes zur Eiszeit. *Ztschr. Ges. Erdkd. Berlin* **1936**, 121–134.
12. LOZINSKI, W. v.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *Naturw. Wochenschr. N. F.* **10**, 641–647, 1911.
13. MASUCH, K.: War die periglaziale Fließerde die Ursache des Gesteinsverzuges in den deutschen Mittelgebirgen? *Wiss. Ztschr. Humboldt-Univ. Berlin. Math.-naturw. Reihe Nr. 3, Jg. III*, 235–241, 1953/54.
14. MORTENSEN, H.: Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen, *Ztschr. Ges. Erdkd. Berlin* **1932**, 279–287.
15. NEEF, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. *Petermanns Mitt.* **99**, H. 3, 183–192, 1955.
16. POSER, H., und J. HÖVERMANN: Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung. *Abh. Braunschw. Wiss. Ges.* **3**, 61–115, 1951.

17. RATHSBURG, A.: Ortsfremder fossiler Schutt auf dem Erzgebirgskamm. Firgenwald 1936.
18. SALOMON, W.: Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung der deutschen Landschafts- und Bodenformen. Geol. Rundschau 7, 30–41, 1917.
19. SCHICK, M.: Zur Altersstellung der Granitvergrusung im Harz. Mitt. Geogr. Ges. Wien 98, H. 3, 209–212, 1956.
20. SCHOTT, C.: Die Blockmeere in den dtsch. Mittelgebirgen. Forschungen z. dtsch. Landes- und Volkskunde XXIX, 1, 1–78, 1931.
21. TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde II, 1–21, 1948.
22. WEBER, H.: Blockbildung und Oberflächenformen des Granits im Thüringer Walde. Ztschr. f. Geomorphologie XI, 330–336, 1943.

# Zur Frage der kaltzeitlichen Vorgänge auf dem Thüringischen Gebirge

Von

HANS WEBER, Ilmenau

Mit 2 Abbildungen

Seit der Arbeit v. ZAHNS über die Schuttablagerung im Schneetiegel bei Gehlberg (1919) ist die Frage der Vergletscherung des Thüringischen Gebirges 35 Jahre nicht mehr ernstlich erörtert worden. v. ZAHN hat sich seinerzeit der Auffassung eines der ersten Mitbearbeiters des Blattes Suhl, v. FRITSCH (1888, S. 344), angeschlossen, daß es sich nicht um eine Moräne, sondern um eine vom westlichen Talhang stammende Absturzmasse handele; der Thüringerwald ist nach v. ZAHN nicht vergletschert gewesen. Erst 1954 wurde das Problem erneut durch SCHÜLLER aufgerollt. Dieser nimmt eine zweimalige Vergletscherung des Thüringerwaldes und der südöstlich angrenzenden Teile des Schiefergebirges an. Die ältere Vereisung sei wahrscheinlich rißzeitlich und habe bis etwa 660 m hinuntergereicht. Von der jüngeren, der würmzeitlichen Vereisung seien die sog. Firneisgrundschutte (bzw. deren obere Lagen) herzuleiten, die oberhalb der 800-m-Linie liegen.

Angesichts einer von der bisherigen so stark abweichenden Auffassung erscheint es angebracht, einmal die Grundlagen nachzuprüfen, aus denen derart weitreichende Schlüsse gezogen wurden. SCHÜLLER hat seine Beobachtungen während zweier Ferienaufenthalte auf dem Thüringerwalde angestellt, z. T. auf einer Exkursion, die von standortskundlicher Seite (EHWALD, SCHILLING) unternommen und geführt wurde. Außer den „Firneisgrundschutten“, die am Großen Beerberg (Blatt Suhl), östlich von Friedrichshöhe (Blatt Steinach, geologisch Steinheid) und noch an anderen Stellen aufgeschlossen sind, werden als Kriterien der Vereisung bzw. Vergletscherung Kare, Rundhöcker, ein Gletscherschliff und eine Moräne angeführt.

Wenden wir uns zunächst den letztgenannten vier Kriterien zu! Es ist doch sehr merkwürdig, daß sie in dem so gut bekannten und von zahlreichen Fachleuten begangenen Gebirge bisher noch niemandem aufgefallen sind. Der ange-

liche Gletscherschliff liegt dicht südwestlich des Röllchens oder der Wolfsschlucht, einer stellenweise klammartigen Erosionskerbe, die von O in den Dietharzer Grund einmündet (Blatt Tambach-Dietharz). Jeder Geologe wird die beiden geglätteten, senkrechten Flächen ohne weiteres als Harnische erkennen. Daß die Streifen annähernd horizontal verlaufen, ist nichts Besonderes. Es handelt sich um eine herzynische Kleinstörung, die offenbar aus mehreren parallelen Verschiebungsklüften besteht. Die dadurch bedingte Zerrüttungszone wurde von der Abtragung zu einer  $4\frac{1}{2}$  bis 5 m breiten Kluftgasse ausgeräumt. Etwa  $1\frac{1}{2}$  km südsüdwestlich des Röllchens, im Tal des Badgrabens bis nahezu an den Bärengraben<sup>1)</sup> heran, soll die Moräne liegen. Sie sei gut ausgebildet, mit hohen Seitenmoränen und einer *typischen* buckeligen Endmoräne. Das steht allerdings im Widerspruch zu der gleichzeitigen Einschränkung, es sei wahrscheinlich eine Moräne vorhanden. In Wirklichkeit enthält der Badgraben nichts anderes als eine Schuttfüllung, wie sie auch für andere Ursprungskerben im Thüringerwalde charakteristisch ist. Der Schutt bildet eine schmale Sohle mit sehr unregelmäßiger Oberfläche, in die sich der Bach etwas eingeschnitten hat. Das Gefälle und die Breite der Sohle wechseln. An der Einmündung in den Bärengraben sind auch die Talfanken unten mit sehr groben Trümmern überschüttet, die die beiderseitigen Felsbildungen des Jüngeren Oberhöfer Porphyrs geliefert haben. Die Schuttfüllung des Badgrabens geht in die des Bärengrabens über. Von „typischen“ Endmoränenformen kann keine Rede sein, und was den Inhalt der Ablagerung anbetrifft, so hätte man doch mindestens erst einmal eine Geröllanalyse vornehmen sollen. Ich bin freilich weit davon entfernt, solche morphometrischen Untersuchungen zu überschätzen. Mit den Indices ist zunächst nichts anderes gewonnen als eine, noch dazu subjektiven Einflüssen unterworfene Klassifikation der Gerölle nach dem Grade der Beanspruchung. Schlüsse können aus den Zahlen nur mit Vorsicht, unter Berücksichtigung der örtlichen Verhältnisse und anderer Kriterien, gezogen werden.

Von Karren wimmelt es nach SCHÜLLER auf dem Thüringerwalde geradezu. Allerdings begegnen wir auch hier einem Widerspruch. Es heißt nämlich: „Die morphologischen Formen sind nicht eindeutig“ (S. 1068). Die Kare sollen jedoch z. T. „modellartig“ sein (S. 1058). Wenn das wirklich der Fall wäre, dann hätten wir also doch *unzweideutige* Kriterien! Tatsächlich gibt es aber auf dem Thüringerwalde keine Hohlformen, die mit einiger Wahrscheinlichkeit als Kare angeprochen werden können. Es geht nicht an, beliebige Hangdellen und Quelltälchen, die unter Umständen Gefällsbrüche im Längsprofil zeigen, auf Grund eines allgemeinen Eindruckes für Kare zu erklären. Das Kar wird, auch wenn es noch so klein ist, durch eine bestimmte *Formengemeinschaft* charakterisiert, und wo diese nicht vorhanden ist, kann auch nicht von einem Kar geredet werden. Es sei in diesem Zusammenhang auf die 1957 erschienene Arbeit von FEZER hingewiesen. Im N-Schwarzwald sind bisher 217 Nischen als Kare angesprochen bzw. auf den geologischen Spezialkarten als solche angegeben worden. FEZER hat sie nach der Ausbildung der bezeichnenden Merkmale (Wände, Boden, Riegel, Schürze) in 10 Deutlichkeitsgruppen gegliedert, wobei die bestausgeprägten (mit Seen) die Gruppe 10 bilden. Gruppe 5 umfaßt die unsicheren Formen; sie haben zwar noch flache Böden, die gegen die Wände scharf abgesetzt sind, in den meisten

<sup>1)</sup> Die Abkürzung Gr. auf dem Meßtischblatt bedeutet Graben, nicht Grund.

Fällen aber keinen Riegel mehr. Die angeblichen Kare des Thüringerwaldes würden noch nicht einmal in die FEZERSche Gruppe 5 einzuordnen sein.

Felsbildungen, meist als Talflanken, vielfach aber auch als alleinstehende Klötze auf den Riedeln und Gipfeln, kommen im Thüringerwalde in sehr großer Zahl vor. Sie sind vielfach etwas zugerundet bzw. relativ glatt, vor allem oben, wo sie in das flachere Gehänge, in die Oberfläche der Riedel übergehen. SCHÜLLER erklärt solche Vorkommen für *R und h ö c k e r*, die durch das pleistozäne Eis abgeschliffen seien. In den gleichen Höhenlagen, die vergletschert gewesen sein sollen, treten aber in großer, ja in überwiegender Zahl auch schroffe Felsformen auf. Andererseits finden sich die Rundungen in so tiefen Gebirgslagen, daß sie wohl selbst der extremste Glazialist nicht mehr für Zeugen einer Vergletscherung



Abb. 1. Partie am Felsenschlag bei Gehlberg (Blatt Suhl). – Relativ glatte Felsformen des Älteren Oberhöfer Porphyrs 830 m über NN

in Anspruch nehmen kann. Auch in diesem Falle wird, wie so oft in der Geomorphologie, die Materialbedingtheit übersehen. Die Felsitporphyre und die Quarzporphyre mit spärlichen und kleinen Einsprenglingen neigen bei ihrer engen Klüftung zur Bildung schroffer, kleinstückig zerfallender Felsen. Viel kompakter wirken demgegenüber die natürlichen Porphyritaufschlüsse. Zu glatteren Formen neigen auch die Älteren Porphyre der Oberhöfer Stufe, die sich mit ihren zahlreichen größeren Einsprenglingen dem granitischen Habitus nähern (Abb. 1), vor allem aber die so weit verbreiteten Konglomerate der Goldlauterer und der Tambacher Schichten. Diese grobgebankten, meist flach gelagerten Sedimente haben vielfach äußerst auffällige Rundungen entwickelt, sowohl an den Wänden als auch oben, im Übergang zu den Riedelflächen. Das zeigt sich besonders in der Umgebung von Eisenach, also gerade in den tiefsten Lagen des Gebirges. Wenn beispielsweise der Sängerstein (Abb. 2) im Kulminationsbezirk des Thüringerwaldes läge, so würde er vermutlich von vielen trotz fehlender Schrammen für einen Gletscherbeschliff gehalten werden. Die Abrundung oben ist wohl so zu er-

klären, daß hier, wo die Bodendecke aufhört, das austretende, noch nicht in Gerinnen gesammelte Sickerwasser die Hauptrolle bei der Abtragung spielt. Es arbeitet flächenhaft, wodurch das Gestein dauernd freigespült und glatt gehalten wird. Offenbar handelt es sich um den gleichen (wenn auch weit weniger intensiven) Vorgang, der bei den Glocken- und Inselbergen der immerfeuchten bzw.



Abb. 2. Der Sängerstein bei Eisenach (Blatt Eisenach-West). – Ausgezeichnet gerundete Felsformen des Wartburgkonglomerats der Tambacher Schichten. Oberfläche des Sängersteins 330 m über NN

der wechselfeuchten Tropen den gerundeten Übergang in die Gipfelflächen erzeugt. An den von oben her berieselten Wänden wirken die Schichtfugen als Schwächezonen, so daß der Kopf jeder einzelnen Bank abgerundet wird. Eine Vergletscherung braucht also zur Erklärung der glatten Felsformen nicht in Anspruch genommen zu werden. Auch bei den tropischen Inselbergen würde niemand auf diesen Gedanken kommen.

Demnach bleiben von den Erscheinungen, die SCHÜLLER anführt, lediglich die sog. Firneisgrundschutte als Zeugen kaltzeitlicher Abtragungsbedingungen übrig. Es empfiehlt sich, den von PRIEHÄUSSER geprägten Terminus vorerst beizubehalten, bis der Entstehungsmechanismus dieser interessanten Ablagerungen endgültig geklärt ist. Die „Firneisgrundschutte“ sind neuerdings im Frankenwalde durch STREBEL, vor allem aber in weiter Verbreitung auf dem Unterharz durch SCHILLING nachgewiesen worden. Ihr Vorkommen auf dem Thüringischen Gebirge verdient selbstverständlich genauste Beachtung. Allerdings sind zu den Schlüssen, die SCHÜLLER zieht, einige Klarstellungen erforderlich. Am Beerberg und bei Friedrichshöhe ist in den Schutt je eine dünne Lehmschicht eingelagert. Ihre Mächtigkeit beträgt am Beerberg bis etwa 35 cm; bei Friedrichshöhe war 1956 nur noch eine Zone mit etwas stärkerem Lehmgehalt aufgeschlossen. SCHÜLLER erklärt den Lehm für interglazial und teilt den Schutt

demgemäß zwei Eiszeiten zu. Da „nach den Untersuchungen von SOERGEL und WOLDSTEDT im Thüringer Becken die Rißeiszeit das Hauptstadium“ sei, wird der Schutt *unter* dem Lehm in die Riß-, *über* dem Lehm in die Würmeiszeit gestellt. Nun ist allerdings die Hauptvereisung des Thüringer Beckens elsterzeitlich; weder SOERGEL noch WOLDSTEDT haben jemals etwas anderes behauptet. Im übrigen reicht aber eine so dünne, örtliche Einschaltung in den Schutt noch nicht aus, um ein Interglazial zu begründen. Es liegt hier einfach eine irgendwie lokal bedingte, verstärkte Anlieferung der Lehmkomponente von kurzer Dauer vor. Die Einheitlichkeit der Schuttablagerung bei wechselndem lehmigen Anteil scheint mir in beiden Aufschlüssen außer Frage zu stehen. Viel mehr dürfte über die fraglichen Ablagerungen nach dem, was zur Zeit an Beobachtungen vorliegt, kaum zu sagen sein.

Es gibt demnach im Thüringerwalde und den östlich angrenzenden Teilen des Schiefergebirges weder Gletscherschliffe, noch Kare, noch Ablagerungen, deren Charakter als Moräne bisher erwiesen ist, noch Felsen, deren Rundung mit Sicherheit auf Eistätigkeit zurückgeführt werden kann. Die Aufteilung der sog. Firneisgrundschutte auf zwei Eiszeiten ist im Profil der Ablagerungen nicht begründet. Diese negative Feststellung schließt zugleich eine Aufgabe ein: es ist hohe Zeit, sowohl die „Grundschutte“ als auch die periglazialen Erscheinungen (Solifluktionsschutt, Kryoturbation) auf dem Thüringischen Gebirge einer gründlichen, systematischen Untersuchung zu unterziehen. Für die Grundschutte heißt das: Feststellung der Verbreitungsgrenzen (also kartographische Aufnahme), Ermittlung der an das Sediment geknüpften Akkumulationsformen einschließlich der Beziehungen zu den Formen der Umgebung und Geröllanalyse. Von einer solchen Bearbeitung wäre eine wesentliche Förderung unserer Kenntnis der Morphogenese des Thüringerwaldes und des Schiefergebirges zu erwarten. Der Nachweis eines intensiven kaltzeitlichen Geschehens in den größeren Höhenlagen, wie es jetzt schon festzustehen scheint, würde auch ein neues Licht auf die vor kurzem (BÜDEL, S. 12) wieder vorgebrachte These werfen, es seien auf dem Thüringerwalde heute noch Reste tertiärer Oberflächen erhalten.

#### Résumé

Dans un travail récemment paru (1954) SCHÜLLER, sur la base de nouvelles études de terrain, a déduit de l'extension de «débris de fond dus à la glace de névé», de cirques, de roches moutonnées, d'un poli glaciaire et d'une moraine, l'existence de deux glaciations dans le Thüringerwald pendant l'époque glaciaire. L'auteur réexamine les fondements des explications de SCHÜLLER et conclut que ni le prétendu poli glaciaire ni la moraine, les cirques ou les roches moutonnées ne sont des phénomènes d'une origine indiscutablement glaciaire. C'est pourquoi les conclusions étendues de SCHÜLLER manquent d'une base suffisamment fondée. Seuls les «débris de fond dus à la glace de névé», dont le mécanisme de formation n'est toutefois pas encore éclairci, peuvent être des preuves d'une érosion à l'époque glaciaire. La séparation du dépôt en deux horizons par une mince couche de limon, que SCHÜLLER interprète dans le sens de deux périodes glaciaires et d'un interglaciaire, est un phénomène local sans signification générale et n'autorise pas de conclusions générales. Le levé carto-

graphique exact des «débris de fond dus à la glace de névé» et des formations périglaciaires est donc une tâche importante mais non encore résolue.

### Summary

In a paper having been published only in 1954 SCHÜLLER has stated, based on fieldwork, two Pleistocene glaciations in the area of the Thüringer Wald by the occurrence of rock waste left at the bottom of solid ice, corries, roches moutonnées, striated rock and a moraine. After having examined the foundations of SCHÜLLER's statements the author draws the conclusion that the pretended striated rock, the moraine, corries or roches moutonnées are not to be looked at as features of indubitable glacial origin. On account of this SCHLÜTERS's comprehensive conclusions have no sufficiently established foundation. Proof for denudation going back to cold climate is only the rock waste left at the bottom of solid ice, but the mechanism of its development is uncertain up to now. The differentiation of the waste into two layers separated by a thin bed of loam which SCHÜLLER interprets as to be derived from two cold periods and one Interglacial is only a local phenomenon without any general significance on the base of which no general conclusions can be drawn. On account of this the exact mapping of the rock waste left at the bottom of solid ice as well as of the periglacial features is an important task not having been performed up to now.

### Literaturverzeichnis

- BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — Festschr. z. 31. Dt. Geographentag Würzb. 1957, S. 5–46, Würzburg 1957.
- FEZER, F.: Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. — Forsch. z. dt. Landesk. 87, Remagen 1957.
- v. FRITSCH, K.: Allgemeine Geologie. — Stuttgart 1888.
- PRIEHÄUSSER, G.: Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttausbildungen. — G.BI.NO-Bay. 1, H. 3, S. 81–91, Erlangen 1951.
- SCHILLING, W.: Über die Abhängigkeit eiszeitlicher Bodenumlagerungen und rezenten Bodenbildungen von Höhenstufen und Oberflächenformen im mittleren und östlichen Harz. — Diplomarb., Man. b. d. Forstwirtsch. Fak. d. Humboldt-Univers. Berl. i. Eberswalde, 1957.
- SCHÜLLER, A.: Pleistozäne Tillite im Thüringer Wald. — Geol. 3, H. 8, S. 1057–1072, Berlin 1954.
- STREBEL, O.: Tertiäre Reliktböden, tertiäre Verwitterungsreste und eiszeitliche Bodenumlagerungen im Frankenwald. — Diss. Würzburg 1955.
- v. ZAHN, G.: Die Moräne im Schneetiegel im Thüringerwald. — Beitr. z. Landesk. v. Thür., H. 1, Jena 1919.

# Beobachtungen über Erosion und Akkumulation auf einer Sandbank

Von

SIEGHARD MORAWETZ, Graz

Im August 1957 konnte man an der Drau bei Villach unter der Kirche von St. Martin, wo der Fluß an der Schotterterrasse anprallt, seit der Regulierung aber etwas abgedrängt wird, im nur zeitweise überschwemmten Sand- und Feinsandstreifen zwischen dem Steindamm der Regulierung und dem Terrassenabfall, den die Bevölkerung Letten nennt, gut beobachten, wie dort in den Sandbänken durch kleinste Wasseradern schön terrassierte Einschnitte entstanden.

Ein großartiges Naturflußlaboratorium stand da durch Wochen zur Verfügung. Stieg nämlich der Wasserstand der Drau über die Pegelmarke von 2 m an, lagerte sich Sand und Feinsand zwischen dem Regulierungsdamm und dem Terrassenabfall ab. Sank jedoch der Drauspiegel von einer Höhe von 2,5 m (Villacher-Pegel) bis auf 2 m, so rieselten über den gerade vom Drauwasser frei gewordenen, aber nur wenige Meter breiten Sandstreifen noch eine Anzahl feiner Wasserfäden von nur wenigen Kubikzentimeter Schüttung in der Sekunde herab, die aus dem Terrassenschotter mit gleichbleibender Stärke austraten. Verschiedene Regenfälle bewirkten einen mehrmaligen Wechsel des Drauspiegels von wenigen Dezimetern. Das jedesmalige Steigen des Flußspiegels führte zu einer leichten Überspülung der Regulierungsmauer und verursachte eine gleichmäßige Sedimentation auf dem Sandstreifen. Beim Sinken des Wasserspiegels konnte die Erosion der schwachen seitlich herabrinndenden Wasserfäden einsetzen. Gab es Schönwettertage, so erzeugte die erhöhte Gletscherschmelze in den Hohen Tauern während der wärmsten Tagesstunden ein regelmäßiges Ansteigen des Drauspiegels von 20–30 cm innerhalb 24 Stunden. Der vermindernten Abschmelzung in der Nacht stand dann wieder ein Fallen um den gleichen Betrag gegenüber. Der Hochstand, dem ein schneller Abfall folgte, stellte sich bei Villach immer in den Vormittagsstunden ein. Von diesem Zeitpunkt an begann im recht gleichmäßigen Sandband – keine Spachtel eines noch so geschickten Arbeiters könnte bei noch so viel Mühe einen solch einheitlichen Streifen schaffen – die Erosion. Nach zwei bis drei Stunden waren die Erosionsgebilde fertig und blieben durch

Stunden fast unverändert, bis das wieder steigende Wasser neuerlich einen einheitlichen Sandstreifen schuf. Was ließ sich da beobachten?

Ein Wasserband mit einer Schüttung von 4–5 cm<sup>3</sup> pro Sekunde arbeitete innerhalb von zwei bis drei Stunden in der Feinsandbank ein 20–25 cm breites und 5–8 cm tiefes, 150 cm langes Kastental, das 12 cm Gefälle hatte, ein. Kleinstterrassen, und zwar bis zu zwölf Stück von 1 bis 7 mm Höhe, entstanden dabei, von denen aber keine einzige die 150 cm lange Strecke durchzog. Die Mehrzahl dieser Terrassen begleiteten nur 10–15 cm lang, manche sogar nur wenige Zentimeter, den Wasserfaden. Man sah deutlich, daß fast alle diese Terrassen aus der Verlagerung von Prall- und Gleithängen hervorgingen. Bei diesen Verlagerungen kam es auch immer zu einem Wechsel von Abtragung und Aufschüttung. Der erste Bogen wurde durch ein 15 cm hohes Herabschießen des Wasserfadens aus dem Schotter auf die Sandbank eingeleitet. Auf eine Entfernung von 80 cm durchmaß das Wasserband die ganze Breite des Miniaturtalbodens dreimal. Die Wassertiefe machte 1–2 mm, die Breite des Wasserbandes meist 2–3 cm und die Geschwindigkeit meist um 4–5 cm/sec aus. Unmittelbar nach den Prallhängen und bei Durchreißen von Akkumulationen stieg die Wassergeschwindigkeit auf 8–14 cm/sec an. Glitzernde Glimmerblättchen, die es in großer Zahl in dem Sand gab und die das Wasser mitriß, erleichterten die Bestimmung der Geschwindigkeiten sehr. Bei der Dünne des Wasserfadens hatte man den Eindruck, daß es sich sowohl bei den geringen wie den höheren Geschwindigkeiten um ein Schießen handelte.

Die intensive Erosion an den Prallhängen führte schon nach wenigen Minuten zu Untergrabungen des Sandes und zu Abstürzen. Das abgestürzte oder herabgerutschte Material wurde vom Wasser, das sich nach den Prallstellen fächerförmig verteilte, mitgenommen, aber gerade infolge der Verteilung des Wassers nach einer Strecke von einigen Zentimetern in Form eines 10–12 cm langen und 5–7 cm breiten Sektors wieder abgelagert. Ein Teil des Wassers spülte aber in der Richtung des Prallhangverlaufes rechts nach Osten zu, und diese Wasserfäden waren es, die dort niedrige, 2–3 mm hohe, leichtgeschwungene Terrassen von einigen Zentimetern Länge in dem eben abgelagerten Sand ausarbeiteten. Nachdem drei solcher Terrassen von 8 mm Gesamthöhe entstanden waren und das Wasserband sich unter dem ersten Prallhang in Richtung nach dem gegenüberliegenden späteren zweiten Prallhang schon einen deutlichen Einschnitt eingenagt hatte, lag die Vermutung nahe, die Eintiefung ginge so weiter. Da riß aber knapp nach dem ersten Prallhang, dort, wo die niedrigen, leichtgeschwungenen Terrassen ansetzten, das Wasser nach rechts durch. Anlaß für diesen Durchriß und das Abgehen von der Strömungsrichtung waren die Sandablagerungen in dem Fächer, die durch das Auseinanderströmen der Wasserfäden nach dem Prallhang entstanden. In Variationen wiederholten sich immer wieder diese Durchrisse in dem abgelagerten Material nach den Prallhängen. Der an den Prallhängen abrutschende Sand trug besonders viel zu der Überlastung des Wasserbandes, beziehungsweise Wasserfächers nach den Prallstellen bei. Auf einmal ging von dem Sand, der sich im Wasserfänger absetzte, ein Rückstau aus und es erfolgten Durchrisse meist schon knapp nach den ursprünglichen Prallstellen. Das Wasser kam in den DurchrisSEN ins Schießen und beseitigte dabei einen Teil der niedrigen, leicht bogenförmigen Terrassen. Legte man einen dicken Stroh-

halm, dünnen Zweig oder Bleistift, so zwischen die Prallhänge, daß sich zur Strömung ein kleiner Winkel ergab, so wurde das Hindernis nahe den Prallstellen unterspült, aber in der Mitte zwischen beiden, oder dort, wo das Wasserband fächerförmig auseinander ging, trat Einbettung ein, oder Überspülung mit Sand (Abb. 1).

So ziemlich in der Mitte des 150 cm langen Einschnittes lag ein Kiesel von 5–6 cm Durchmesser, an den das Wasser wieder ziemlich in der Mitte anprallte und dann nach beiden Seiten abfloss. Nach zehn Minuten rann das Wasser jedoch nur an der rechten Seite vorbei und hatte sich dort einen Einschnitt von 1 cm Tiefe geschaffen. Es war nun naheliegend, anzunehmen, die rechte Seite werde

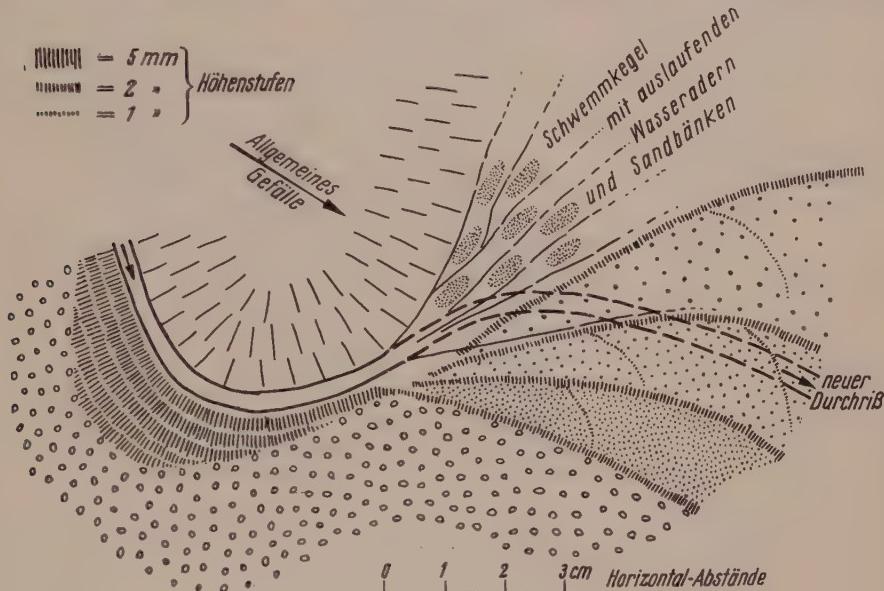


Abb. 1. Prallhang mit anschließenden Miniatur-Terrassen und Schwemmfächern

auch weiter die allein durchflossene bleiben. Da traten zwei zerstörende und die Situation recht verändernde Ereignisse ein. Zehn Zentimeter oberhalb des Steines und etwas unterhalb eines Prallhangs fand zuerst Akkumulation statt und dann erfolgte ein Durchriß nach links; aber bevor dieser noch eintrat, kam es rund 12 cm unterhalb von dem Stein auch zu Sandablagerungen, von denen Sandspitzen nach dem Stein herauf wuchsen, die dabei die vorher rechts vom Kiesel entstandene Furche wieder füllten. Infolge des Durchrisses von oben und der Sandzungen von unten her wurde der Kiesel niemals tiefer als 1–1,5 cm ausgespült, aber innerhalb einer Stunde wechselte der Lauf des Wassers sechsmal die Steinseite.

Nachdem es am 17. August zu keiner neuen Überspülung der Lettenbank kam, sondern der Wasserspiegel nach dem 18. hin weiter sank, schnitt sich in das alte, am 16. August angelegte Kastental ein neues von rund 10 cm Breite und 5–6 cm Tiefe ein. In diesem jüngsten Einschnitt zählte man fünf bis sechs Ter-

rassen, von denen aber keine einzige durchzog. Wieder handelte es sich fast ausschließlich um eine Terrassierung, die von den nach den Prallstellen abgelagerten und seitlich angeschnittenen Sandbänken stammte. Durch das Sinken des Flusses ragte aber am 18. vormittags ein 50 cm langer und 40 cm breiter Schwemmkegel 12 cm über den Drauspiegel auf. An der Schwemmkegel spitze grub sich der Wasserfaden stark ein und es entstanden zwei Prallstellen, von denen ein so kräftiger Rückstoß erfolgte, daß die Einrisse nach den Prallstellen 4–6 cm lang ihren Verlauf kegelaufwärts nahmen. Auf der unteren Schwemmkegelhälfte schnitt das herabströmende Wasser jedoch nicht mehr ein, sondern überrieselte von den 40 cm des unteren Kegelbogens einen Sektor von 7–12 cm Breite. Dieser Überrieselungsfächer blieb jedoch nicht an der gleichen Stelle verhaftet, sondern überquerte innerhalb 90 Minuten die ganze Kegelbreite zweimal. Diese Verschiebungen wurden dadurch eingeleitet, daß sich nach den Prallstellen im obersten Kegeldrittel immer wieder leichte Abwinkelungen der Fließrichtung einstellten, die, nach unten zu verlängert, für die extremen Auspendelungen von ganz rechts nach ganz links genügten. Es halfen ferner sehr flache Sandbankbildungen im untersten Drittel bei der Verlegung der Wasseradern mit.

Wenige Meter neben diesem in Zerschneidung übergehenden Deltaschwemmkegel schob sich ein Delta von 120 cm unterer Bogenlänge vor, in dem man 36 Arme zählen konnte. Die Wassermenge, die hier bei einem Gefälle von 8 cm auf einen Meter herabfloß, betrug um 5 Kubikzentimeter in der Sekunde, bei einer Fließgeschwindigkeit von 10–16 cm/sec. In einer Bahn von 3–5 cm Breite vollzog sich das Abfließen, das meist ein Schießen war. Ansätze zu niedrigsten Terrassen (um 1 mm) sah man dort, wo eben abgelagerter Sand auf einmal seitlich angerissen wurde. Es war bannend zu beobachten, wie sich die dünnen Wasserbänder und Wasserfäden beständig auf dem Deltakegel verschoben. Der Blick folgte immer wieder dem nicht abreißenden Sandan- und -abtransport. Fortwährend schob, wälzte oder glitt Sand in kaum millimetermächtigem Ausmaß den Kegel herab, wurde einmal fest, um ein andermal dann wieder die Wanderung nach abwärts aufzunehmen. Nirgendwo überschritt bei diesem Wegnehmen oder Festwerden des Sandes das Dickenmaß der Veränderung mehr als 1–2 mm. Aber es genügte, um unbewegte Teile in Bewegung oder bewegte zum Stillstand zu veranlassen und um gerade überspülte Streifen in trockene und trockene in nasse zu verwandeln.

Neben diesem Deltaschwemmkegel zählte man auf einem 100–150 cm breiten Lettenstreifen in den unteren 30–40 cm auf einer Länge von drei Metern 28 Einrisse. Die Einrisse waren 5–7 cm breit, 4–5 cm tief und es gab winzige Terrassen und überall einen auffallend steilen Zirkustalschluß. Das aus dem feuchten Feinsand am untersten Streifendrittel austretende Grundwasser schuf diese sich außerordentlich gleichenden Einrisse, die wie eine Modelllandschaft von winzigen, aber etwas breiten Cañons aussahen. Auch diese Formen schüttete ein Anstieg des Drauspiegels bald mit Sand zu, um sie nach Absinken des Flusspiegels in wenigen Stunden in ähnlicher Form und Größe wieder entstehen zu lassen. Es sind rhythmische Phänomene, wie auch die Verlegungen der Prall- und Gleithänge, der Sandbankbildungen, Durchrisse und Terrassierungen hier zu den rhythmischen Erscheinungen gehören. Bis heute noch nicht recht erfaßbare Regeln müssen da walten. Zu einer der auffallendsten Erscheinungen zählt das Über-

wandern der ganzen Talbodenbreite durch die schmalen Wasserbänder in verhältnismäßig sehr kurzer Zeit und ganz ohne Schwankung der Wasserführung.

Sicher bestehen viele Parallelen zwischen dem, was man hier auf wenigen Quadratmetern während einiger Viertelstunden oder wenigen Stunden sehen kann und dem, was sich an den großen Flussläufen und auf den breiten Talsohlen erst während Tausender von Jahren vollzieht. Ob, wo und wann die Übertragung der Millimeterrausmaße in Meter und Zehnmeter, also auf das Mehrtausendfache möglich ist, bleibt dahingestellt. An den oberen Lettenbank von St. Martin bei Villach unmittelbar aufragenden Akkumulationen sei ein zu den Großformen übergehender Vergleich ge-

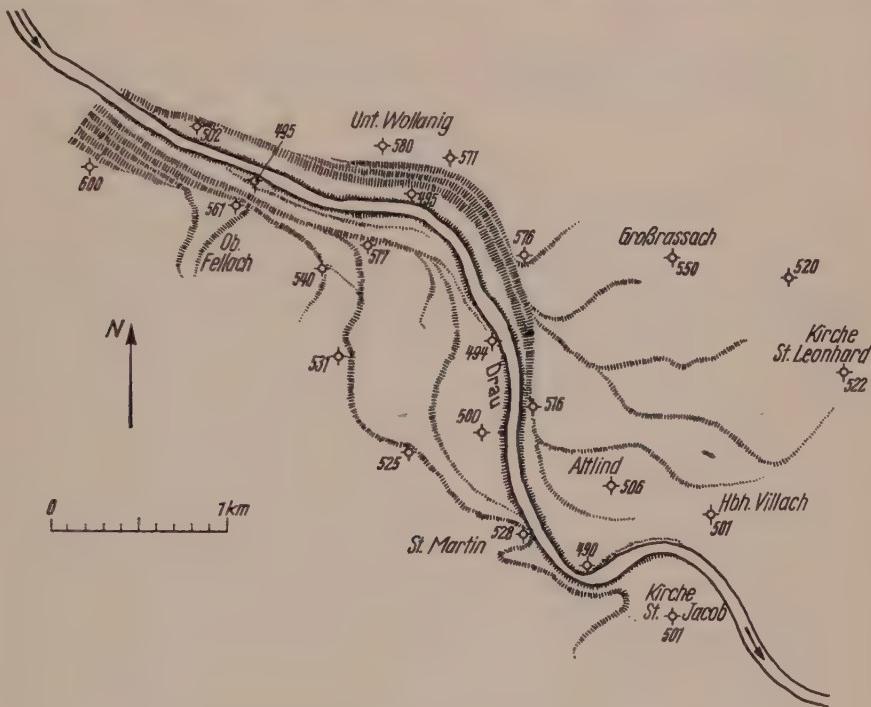


Abb. 2. Drau-Terrassen nordwestlich von Villach.

wagt. Bei Untere und Obere Fellach rechts der Drau, bei Gritschach und Vassach links vom Fluß baut sich eine beachtliche Terrassenlandschaft auf. Es gibt rechts 11 Terrassenabsätze, links 7 und die größten Höhen, die vom Flußspiegel zu den obersten Terrassenfluren zu überwinden sind, betragen 80–105 m. Die Höhendifferenzen zwischen den einzelnen Absätzen bewegen sich zwischen 5–35 m. Keine dieser Terrassen zieht über viele Kilometer parallel zum Fluß entlang. Manche hören sogar schon nach wenigen hundert Metern auf. Die Terrassen links von der Drau knüpfen alle deutlich an den Prallhang von Rennstein an und setzen sich nach dem Kapuzinerwald und Lind bei Villach weiter nordostwärts nach Vassach fort; dabei schwingen sie vom Fluß ab. Rechts von der

Drau ziehen die Terrassenabsätze auch vom Fluß weg, aber statt nach Nordosten müssen sie hier nach Süden und Südosten abbiegen (Abb. 2). Diese Terrassen und Terrassenabsätze entsprechen, was ihre Lage anbetrifft, weitgehend den Situationen der Millimeterterrassen auf der Lettenbank nach den Prallstellen. Diese lokalen Flußterrassen mit ihren Teilstücken sind weitgehend durch Unterschneidung und Abscherung eines Schottenkörpers flußabwärts entstanden. Die Asymmetrie der Terrassen zwischen rechter und linker Seite, dazu die unterschiedlichen Längen und Breiten der Absätze sind im großen ein einprägsames Gegenstück zu den vielen asymmetrischen und nicht durchgehenden Terrassen auf der Lettenbank.

## Les tendances actuelles de la Géomorphologie en France

Par

PIERRE BIROT, Paris

Le thème de cet article pourra étonner ou même choquer certains lecteurs, convaincus que toute science ne saurait être qu'internationale. En fait, la circulation des idées n'a pas réussi à imprimer dans tous les pays un rythme exactement identique à l'évolution des théories et des méthodes de recherches. Sans doute il n'y a pas en France de science officielle, de pressions individuelles ou collectives imposant telle doctrine ou telle technique. Sans doute aussi, il est permis d'écouter avec quelque scepticisme l'écho des phrases éloquentes qui invoquent le «génie», la «vocation» spécifiques d'un peuple, voire d'une «race». — Il n'en demeure pas moins que la recherche géomorphologique s'est colorée de nuances particulières imputables à deux facteurs: d'une part l'influence de l'organisation de l'enseignement, les clivages administratifs qui, dans un pays aussi foncièrement conservateur que la France, représentent un héritage parfois très lourd, et d'autre part le rayonnement de puissantes personnalités qui, au cours d'une carrière, forment des générations de chercheurs et ne peuvent manquer de les influencer, même lorsqu'ils s'efforcent de ne jamais ajouter le moindre poids d'autorité à leurs conseils et à leurs exemples.

EMMANUEL DE MARTONNE a été de ceux-là. On peut le considérer comme l'éponyme d'une période de près d'un demi-siècle, bien qu'il n'ait jamais songé à fonder une «Ecole». Ses multiples élèves ont suivi des directions de recherches très variées, formant comme un réseau de chenaux anastomosés. On peut cependant ramener à trois aspects principaux les recherches géomorphologiques en France pendant cette période.

a) A partir des données fournies par les géologues, expliquer avec le plus de précision possible les formes structurales. Cet effort, commencé dans le premier ouvrage de géomorphologie rédigé en français par le général de LA NOË et EMM. DE MARGERIE, s'est exprimé ensuite dans des travaux particulièrement remarquables comme ceux de J. BLACHE.

b) Mais cette époque marque surtout le triomphe de la géomorphologie dite «cyclique», d'origine américaine. Le témoignage des formes seules permet désor-

mais de reconnaître, dans l'histoire de la terre, des étapes qui échappaient à une enquête purement géologique, une surface d'érosion valant une discordance. Le recensement de ces formes d'aplanissement met en évidence le rôle que jouent les mouvements à grand rayon de courbure dans la mise en place des volumes montagneux, lorsqu'elles sont déformées et, lorsqu'elles demeurent horizontales, les oscillations direcrices du niveau de base océanique.

c) Très vite, la nécessité de dater les surfaces d'érosion et les soulèvements qui les ont portées à l'altitude actuelle a conduit les géomorphologues à s'intéresser aux dépôts discordants qui, lorsqu'ils étaient d'origine continentale, n'avaient que peu retenu l'attention des géologues. H. BAULIG en fait déjà un grand usage dans sa thèse (1).

Cependant peu de géologues avaient reconnu la valeur documentaire des grands aplatissements, complément naturel des coupes structurales qu'ils levaient sur le terrain (30). La majorité d'entre eux continuaient à réservier leur attention à la stratigraphie marine et à la tectonique de plissement (ou encore à la pétrographie plus qu'à la pétrogénèse). L'application des méthodes cycliques et les recherches géomorphologiques pures ont été (et restent encore) le fait de géographes ayant reçu dans les Facultés des Lettres, une formation plutôt historique et qui, dans la mesure où ils pouvaient acquérir des connaissances «scientifiques», se comportaient en autodidactes. Bien peu d'entre eux avaient trouvé le temps, comme EMM. DE MARTONNE lui-même, de suivre un enseignement régulier de Sciences Naturelles.

La période 1940-1950 a marqué incontestablement un «tournant» dans la recherche géomorphologique en France. Les nouvelles tendances se manifestent essentiellement comme une critique de la géomorphologie «davisiennne», et comme une promotion de la géomorphologie dite «climatique». Simultanément, l'attention se porte à nouveau sur les processus individuels plus que sur leurs résultats globaux. On cherche même à mesurer leur action, passant, suivant une évolution commune à toutes les sciences naturelles, du stade qualitatif au stade quantitatif.

A l'origine de ce mouvement, qui a pris souvent des aspects de révolte, on trouve d'abord un réflexe de jeunesse: le scandale éprouvé devant les abus de l'application des méthodes cycliques. Au spectacle d'un paysage composé uniquement de croupes dociles à l'appel des talweg, combien de chercheurs ont fait passer les lignes pointillées de niveaux d'érosion, qui ne laissaient objectivement aucune trace; combien, une fois ce classement opéré, estimaient avoir expliqué le relief. — Réflexe de jeunesse, également, la recherche et la découverte de possibilités théoriques différentes des explications cycliques; dans la plupart des cas, on peut même dire «redécouverte», car ces possibilités avaient été entrevues par les classiques, qui les avaient cependant écartées comme pratiquement négligeables. On citera en exemple la substitution des vallées infantiles aux vallées séniles dans l'interprétation des moutonnements de nos pénéplaines, vallées infantiles dont DAVIS lui-même avait eu un moment la conception (6) — ou encore la résurrection de la vieille objection faite à la théorie cyclique que l'érosion est en fait simultanée avec les déformations (17).

Cependant, comme la plupart des révoltes, celle-ci avait été longuement préparée. D'abord à l'intérieur du petit groupe de géologues soucieux des pro-

blèmes géomorphologiques, plusieurs d'entre eux étaient restés méfiants vis-à-vis de la théorie cyclique (J. BOURCART) et estimait nécessaire une étude plus précise des processus. D'autre part, les géographes rassemblés sous le nom commode d'*«Ecole de Grenoble»* n'avaient cessé de protester contre la multiplication des épisodes cycliques récents, réservant leur confiance à quelques aplatissements fondamentaux, d'ailleurs confirmés par la présence de sédiments discordants, comme la surface éogène et la surface prétriasique. Sur un point précis, l'explication des formes glaciaires, leur querelle avec EMM. DE MARTONNE préfigure le conflit plus général entre morphologie climatique et morphologie cyclique, puisque EMM. DE MARTONNE estimait que les ruptures de pente les plus caractéristiques résultent de l'exagération par le glacier des contrastes engendrés par une évolution polycyclique, tandis que les géographes alpins attribuaient, et attribuent toujours, à la glace une puissance autonome telle qu'elle a effacé toutes traces du passé. — EMM. DE MARTONNE lui-même avait dès 1913, dans un article prophétique, annoncé presque toutes les modalités de l'action que le climat pouvait exercer sur le relief, et il serait bien injuste d'oublier que W. M. DAVIS, corrigean des essais antérieurs faisant déjà une large place aux facteurs climatiques, a décrit en deux articles magistraux l'élaboration des aplatissements en régime semi-aride (22 bis), bien différente de celle de la pénéplaine.

Enfin, nous avons déjà signalé que l'étude des formations continentales corrélatives des topographies anciennes a des racines vigoureuses dans un passé déjà reculé. A partir de 1935, l'utilisation de cette méthode n'a fait que se développer, en particulier sous l'impulsion de A. CHOLLEY et sous l'influence de ses travaux entre Loire et Saône et dans le Bassin de Paris (19, 20).

Il est d'ailleurs curieux de constater que la promotion d'une géomorphologie climatique et quantitative (6, 29, 42) s'est faite presque simultanément en France et dans les autres pays, comme l'Allemagne (où les méthodes cycliques avaient exercé une emprise moins longue et moins profonde, et où la conception d'une géographie zonale est fort ancienne: S. PASSARGE), et aussi dans les pays anglo-saxons. Pourtant au cours de cette période 1940-1950, où les échanges internationaux se sont ralentis, il ne semble pas que les chercheurs français aient été influencés par les idées de leurs confrères étrangers. L'auteur de ces lignes se croit en mesure d'affirmer que le premier grand traité de géomorphologie climatique, celui de A. COTTON, est resté à peu près ignoré en France jusqu'en 1949-1950. Il s'agit d'une évolution convergente et indépendante.

L'étude de l'action spécifique des différents climats sur le relief terrestre s'est appliquée en tout premier lieu à l'interprétation des aplatissements. Sous l'influence des travaux américains, nos chercheurs ont reconnu, un peu tardivement, l'existence de glacis d'érosion et de pediment dans la Péninsule ibérique et le monde méditerranéen (5, 23). Tout l'effort actuel se porte sur une explication plus précise de leur genèse. Une littérature déjà riche traite spécialement des glacis d'érosion localisés en roches tendres, au pied de corniches de roches dures. On les considérait le plus souvent comme une manifestation d'un climat semi-aride. Mais en Afrique du Nord, un nombre croissant de chercheurs les attribuent maintenant à une phase humide, voire périglaciaire (21). Cependant la difficulté de trouver un système d'érosion réalisant simultanément la désagrégation d'une roche dure et le transport en nappes des débris peut faire envisager

également avec faveur l'idée de crise climatique livrant le sol et la roche, privés de leur végétation climax, à une érosion accélérée.

Dans les roches dures, on estime communément que les grandes surfaces d'érosion du globe ont été réalisées à la faveur d'un climat chaud et suffisamment humide conduisant à une plaine d'érosion et non à une pénéplaine. Il ne faut pas oublier que cette idée avait déjà été avancée par H. BAULIG à propos de la surface éogène du Massif Central. Les discussions actuelles portent surtout sur le mode de recul des versants et sur l'origine des reliefs résiduels à pentes raides. Si certains auteurs ont longtemps pensé qu'il existe beaucoup de fernling provenant du recul des versants raides parallèlement à eux-mêmes (6), d'autres (25) qualifiaient volontiers tous les reliefs résiduels de hartling dégagés au cours de plusieurs cycles d'érosion, sous un climat à longue saison sèche. Quoi qu'il en soit, l'essentiel de l'argumentation davisionne n'est pas touché par la prise en considération de l'influence du climat sur les modalités de l'évolution des versants, et H. BAULIG a pu montrer, dans une remarquable synthèse, comment la marche vers l'aplanissement devait être nuancée en fonction de ce facteur.

L'interprétation des formes dues à l'érosion différentielle est plus profondément bouleversée, puisqu'on a reconnu que l'échelle de dureté subit des modifications d'une zone de latitude à l'autre (6) et que les agents de transport eux-mêmes sont fortement influencés par la nature de la couverture végétale et le régime hydrologique (49). Mais cette notion conduit à son tour à attribuer une valeur cyclique inégale aux aplatissements, puisque la période de stabilité nécessaire varie suivant la nature de la roche.

Comme les glacis d'érosion, les terrasses de remblaiement sont mises sur le compte de séquences de climats différents (d'autant plus déterminants que les phases de stabilité tectonique nécessaires à leur élaboration peuvent être encore plus courtes). Les terrasses climatiques sont substituées aux terrasses eustatiques dont le remblaiement était attribué aux périodes interglaciaires, et l'incision aux périodes glaciaires (31 bis 37). Peut-être est-on allé trop loin dans cette voie puisque, dans le centre du Bassin de Paris, les recherches récentes montrent qu'au moins le sommet de la terrasse s'est formé sous un climat tempéré ou tempéré chaud (MME ALIMEN, C. R. Som. Soc. Géol. Fr. 1957).

L'étude de l'action spécifique des climats a réhabilité les formes bancales de versants façonnées par le cycle actuel, lequel se trouve en général à un stade plus avancé. Ces formes étaient dédaignées par ceux qui s'attachaient surtout aux moments singuliers de l'évolution d'une région, représentés par les longues périodes de stabilité indispensables aux aplatissements.

Les changements dans le plan du réseau hydrographique, que l'on considérait autrefois comme le résultat d'un déséquilibre d'origine tectonique ou lithologique, sont maintenant envisagés suivant la même perspective. La surcharge de la rivière principale aboutit souvent à des autocaptures (37). D'autres auteurs vont encore plus loin et imaginent qu'au cours du Quaternaire le réseau hydrographique français a été plusieurs fois désorganisé par l'installation d'un semi-désert, puis s'est péniblement reconstitué (27, 28, 29).

L'interprétation des anciens dépôts continentaux corrélatifs des anciens reliefs relègue désormais les facteurs tectoniques au second plan. C'est ainsi qu'on lira dans la superposition des dépôts grossiers du

Lannemezan aux argiles pontiennes, non pas le soulèvement de la zone axiale pyrénéenne, mais la péjoration du climat vers l'aridité (36). Ces nouvelles préoccupations donnent une vigoureuse impulsion aux études de sédiments continentaux et de paléosols soit actuels, soit insérés dans les formations géologiques et dont on s'efforce de scruter les conditions de genèse. Les caractéristiques dimensionnelles et morphoscopiques des sables, argiles et cailloux alluviaux et colluviaux, font l'objet d'une enquête patiente étendue à toutes les zones climatiques du globe (13, 14, 16, 8). Deux thèses écrites par des géologues (12, 44), entièrement consacrées à l'interprétation des formes continentales, ouvrent la voie à une multitude de monographies.

Ce type de raisonnement s'étend jusqu'à la sédimentation marine. H. ERHART ne vient-il pas de présenter une théorie «biorhéostasique» suivant laquelle ce serait en définitive l'état de la végétation sur le continent et l'évolution pédologique correspondante qui détermineraient l'alternance des faciès marins, les sédiments ne représentant que les négatifs des sols.

Les conséquences sont ici beaucoup plus graves. Il ne s'agit pas seulement de formes rapidement construites et fragiles comme les terrasses, mais de la mise en place de montagnes ou de continents entiers. On est alors tenté de considérer les mouvements tectoniques, qui sont tout de même responsable de leur genèse comme des accidents mineurs, ou du moins ne laissant guère de traces dans la sédimentation.

Au cours de cette enquête, il est apparu qu'une grande partie des versants de la zone tempérée n'est pas en équilibre avec le climat actuel, mais a subi l'emprise profonde des périodes froides du Quaternaire, pendant lesquelles le gel les a modelés suivant des processus qu'on avait jusqu'à présent étudiés en haute montagne ou dans les latitudes élevées, sous le vocable de nivaux. En quelques années, tout un monde «périglaciaire» s'est révélé sur les versants trop familiers de la zone tempérée. Quelques ouvrages pionniers (12, 37) ont servi d'exemple à une multitude de travaux; on peut estimer que plus de la moitié de la bibliographie de la géomorphologie française se place sous la rubrique périglaciaire. L'explosion de ce nouveau phylum dans la recherche géomorphologique n'est pas particulière à la France. Il est permis de dire que c'est un phénomène européen, et qui est beaucoup moins accentué aux U.S.A. Les manifestations de ce système d'érosion sont retrouvées maintenant jusque sur les marges désertiques de la zone méditerranéenne, sans parler de montagnes tropicales relativement basses comme l'Itatiaia brésilien. Ainsi des dépôts et des formes attribués jusqu'à présent au climat semi-aride, tels les nappes de blocs et les glacis d'érosion, sont rangés depuis le Villafranchien inclus dans le royaume de ce système d'érosion. Pour certains auteurs, en effet, toute colluvion caillouteuse reçoit le qualificatif de périglaciaire (35). — Sans doute est-il opportun de rappeler ici que la présence de fragments rocheux dans le sol est parfaitement normale sous un climat comptant quelques dizaines de jours de gel par an et où la décomposition chimique est suffisante pour leur donner une matrice, mais non pour les pourrir jusqu'au cœur; et que leur évacuation par une solifluxion plus ou moins rapide peut être opérée facilement même dans la zone chaude, à la suite d'une crise climatique de signe quelconque tuant la végétation.

Le promotion de la géomorphologie climatique est à la fois la cause et la conséquence d'un profond changement dans la localisation des régions étudiées par les géographes français depuis 1940. Avant la première guerre mondiale, ceux-ci s'étaient consacrés presque exclusivement à la prospection du territoire métropolitain, leur curiosité effleurant à peine les ressources variées de l'Empire colonial. Ceci apparaît immédiatement à la lecture du titre des thèses, dont on sait qu'elles constituent en France des ouvrages importants, marquant la fin du stade de jeunesse du chercheur, parfois même l'aboutissement de sa vie entière. — Après la deuxième guerre mondiale, les géographes français se sont efforcés d'acquérir l'expérience directe de toutes les zones climatiques du globe, rejoignant ainsi une vieille tradition des géomorphologues allemands. Au cours de ces dernières années, les 2/3 des communications présentées à l'Association de Géographes Français ont porté sur des pays étrangers. Ces longs voyages n'ont été rendus possibles que grâce aux subventions consenties par l'Etat dans le cadre du Centre National de la Recherche Scientifique.

Pour comprendre l'action spécifique des différents climats, plutôt que de considérer leur résultat global dans le paysage, on préfère analyser les processus: l'érosion aujourd'hui vivante sur un versant du Sahara ou sur un pain de sucre brésilien, la marche lente des colluvions, etc. A partir d'une surface de référence, il s'agit de scruter par tous les moyens possibles le mécanisme de la désagrégation de la roche et le transport des débris, sur des versants échantillons.

Mais les processus naturels sont lents et, d'autre part, quand on cherche à démêler l'action individuelle de tel facteur, l'expérience en laboratoire est, comme dans toutes les sciences, le seul prisme possible. Son champ d'application le plus indiqué est la désagrégation des roches sous l'influence de divers traitements physico-chimiques (7, 11, 43). La pédogénèse apparaît ici comme un chapitre de la géomorphologie. Les processus de transport sur les versants peuvent également faire l'objet d'expériences systématiques (43). Quant au difficile problème de l'érosion et du transport des alluvions dans les lits fluviaux, les géomorphologues français n'ont pas encore été en mesure de disposer, comme leurs collègues des U.S.A., de l'équipement nécessaire. Celui-ci se trouve entièrement aux mains des ingénieurs dont les objectifs sont moins généraux.

Un des buts avoués de l'analyse des processus est d'arriver à une évaluation quantitative de la vitesse de l'érosion dans les différentes situations morphostructurales et dans les différents climats. A partir de cette donnée, on disposerait d'une nouvelle méthode pour déterminer approximativement l'âge de la surrection d'un massif, problème jusqu'ici insoluble lorsqu'on ne trouve pas de dépôts discordants datés sur les surfaces culminantes. Mais il faut bien reconnaître que les réalisations sont encore fragmentaires, ce qui autorise les partisans de la morphologie classique qualitative à exprimer leur scepticisme quant aux chances de succès (4).

Les controverses parfois âpres qui opposent les partisans de la morphologie «davisiennne» et ceux des nouvelles méthodes apparaissent comme un témoignage de la vitalité de la géomorphologie française. Si l'on excepte quelques épisodes de cette lutte d'idées, obscurcis par l'emploi d'un arsenal logique encore plus abstrait que les concepts qu'on prétendait attaquer, les conséquences de ce conflit ouvert ont été, somme toute, bienfaisantes. La jeune géomorphologie a affirmé

son droit et son devoir de reprendre l'étude analytique des processus (dont les auteurs de la théorie cyclique avaient d'ailleurs, naturellement, tenu compte). Mais la mesure de l'efficacité de ces processus est rendue difficile par la lenteur avec laquelle ils agissent et les multiples fluctuations auxquelles ils sont soumis, fluctuations qui risquent de masquer leur résultante moyenne. La seule connaissance de la vitesse instantanée ne permet pas de calculer la trajectoire d'un mobile. — En particulier, la reconstitution des systèmes d'érosion propres à chaque climat (suivant l'expression de A. CHOLLEY) se heurte à cet obstacle majeur que les formes ne sont presque jamais en équilibre avec le climat actuel, qu'on ait affaire à des tourbières réticulées de la zone froide, ou aux glacis d'érosion des régions semiarides. En réalité, elles intègrent les effets d'une série de climats. D'où la nécessité de se livrer à un exercice plus ou moins aventureux: en face d'un certain type de versants, imaginer quels sont les processus les plus probables qui ont conduit à son élaboration, et sous quel climat, ou plus exactement sous quelle succession de climats, ils se sont manifestés.

Même l'oeil sur le microscope, il ne faut pas oublier que l'ensemble des formes d'une région, non seulement constitue l'énoncé du problème à résoudre, mais aussi suggère les solutions vraisemblables. Peu importe que l'érosion soit toujours concomitante avec la déformation si la seule vue d'une surface d'érosion rajeunie impose l'idée, qu'en fait, tout se passe comme si les mouvements étaient discontinus. Les grande surfaces d'érosion nous apparaissent toujours comme les plus significatifs de ces ensembles, le document le plus précieux permettant de restituer l'histoire du relief, le rythme d'une vie qui obéit au mystérieux moteur tectonique. Partant des régions soulevées, les débris s'en vont vers le niveau de base, mais par des démarches infiniment diverses, suivant toutes les nuances du climat. — Les plus récents exposés méthodologiques montrent d'ailleurs que l'accord n'est pas très loin de se faire sur les principes. A plus forte raison sur le terrain où, pour êtreindre un problème précis, on dépose plus volontiers son armure idéologique.

Des difficultés plus graves, car elles touchent des institutions moins souples que les hommes, s'attachent à l'organisation d'un enseignement rationnel, permettant d'assurer dans les meilleures conditions la formation du géomorphologue. A cet égard, la situation actuelle en France apparaît pour le moins paradoxale. Sans doute le nombre des géologues s'accroît, qui consacrent l'essentiel de leur activité à la recherche morphologique (surtout, comme nous l'avons vu, par l'étude des formations corrélatives). Il n'en demeure pas moins que le plus grand nombre de chercheurs vient de la Faculté des Lettres où la géographie est enseignée conjointement avec l'Histoire. Il est vrai que depuis une quinzaine d'années une filière géographique a été créée, douée d'une certaine autonomie, et c'est une des raisons qui explique le progrès de toutes les branches de la recherche géographique. Mais l'Histoire吸erce encore la moitié du temps de l'étudiant au niveau de la Licence, et le quart au niveau du concours d'Agrégation. — Et surtout les géomorphologues n'ont reçu aucun enseignement systématique dans les multiples branches de la chimie, de la physique, de la biologie, et naturellement de la géologie, indispensables à leur travail. Suffit-il alors de leur faire franchir la barrière fatale qui sépare la Faculté des Lettres et la Faculté Sciences? Mais à bien y réfléchir, c'est l'existence de cette barrière même qui apparaît parfaitement arbitraire,

comme d'ailleurs celle de la division en sciences physiques et en sciences humaines. Il n'y a aucune raison pour placer le rideau de fer entre la géographie physique et la géographie humaine. La pédologie qu'on peut considérer comme un chapitre de l'évolution des versants n'est-elle pas une des bases de la géographie de l'agriculture? Est-il logique de disjoindre l'étude du corps humain des sciences humaines? Ce serait d'ailleurs une lourde tâche de construire une topologie idéale où chaque science serait définie par ses contacts plus ou moins nombreux, plus ou moins étroits, avec d'autres sciences . . .

D'autre part, si l'on examine les programmes des certificats de Licence de mathématiques, physique, chimie, sciences naturelles, qui sont l'objet d'un enseignement régulier à la Faculté des Sciences, il apparaît comme impossible pour un cerveau normal de les imposer au futur géomorphologue qui n'est pas un surhomme. En réalité, on constate vite que les notions qui lui seraient réellement utiles ne représentent qu'une part infime des programmes. Une seule solution apparaît donc: organiser un enseignement scientifique spécial à son usage. Cela demande évidemment un effort considérable de regroupement, l'abandon de filières traditionnelles, et surtout en mathématiques, l'appel à l'intuition, le renoncement à la construction d'un raisonnement parfaitement rigoureux et continu.

Sans doute, dans une certaine mesure, la difficulté de rassembler des connaissances aussi diverses peut être atténuée par la constitution d'équipes de pédagogues, chimistes, pétrographes, etc. travaillant à la solution d'un problème de géomorphologie. Mais atténuée seulement, car le chef de l'équipe doit posséder des notions suffisantes dans toutes ces branches pour diriger et critiquer le travail de ses collaborateurs.

Il y a là, d'ailleurs, un problème très général qui concerne à fortiori la formation de tous les praticiens, ingénieurs, médecins, etc. Il n'est résolu jusqu'à présent que de façon bien imparfaite, les classes préparatoires aux Grandes Ecoles scientifiques, classes désignées sous le nom significatif de «taupes», ne dispensant qu'un enseignement encyclopédique et étouffant pour l'esprit, inadapté aux spécialisations futures et dont la survie est un véritable scandale pour la raison. Partout il est indispensable de défaire les trames traditionnelles et de réunir leurs fils en cordonnets multiples constituant autant d'enseignements adaptés à des recherches ou des buts pratiques bien définis, mais qu'on hésite cependant à apeler spécialisations quand il s'agit d'activités éminemment complexes comme la géomorphologie (elle-même moins complexe cependant que la géographie régionale).

Enfin, une condition indispensable au développement de la géomorphologie est la prise de conscience, par l'opinion nationale, qu'elle constitue un élément indispensable dans la formation des praticiens des Travaux Publics. C'est un sujet d'étonnement de constater l'absence de tout enseignement systématique de ce genre dans le programme d'études des futurs ingénieurs chargés de contenir les rivières, de construire les barrages, de lutter contre la mer, etc. Le Droit et les Mathématiques continuent à façonner de manière presque exclusive les esprits des Français appelés à organiser les hommes et à canaliser les forces naturelles. Comme si l'homme d'action ne devait pas, avant tout, considérer les relations complexes qui, dans un cadre spatial donné, unissent les phénomènes physiques et humains, c'est-à-dire adopter l'attitude du géographe . . . Rares sont encore les

contributions de la géomorphologie appliquée à l'aménagement d'un territoire (40), et nous ne pouvons que mesurer notre retard à cet égard vis-à-vis de bien d'autres pays, comme les U.S.A., les Pays-Bas et l'U.R.S.S. P. BIROT

### Zusammenfassung

In einer ersten Phase, die man durch die Persönlichkeit EMM. DE MARTONNES bezeichnen kann, lag das Schwergewicht geomorphologischer Untersuchungen in Frankreich auf dem Studium der Abtragungsflächen, welche in der Tat einzigartige Abschnitte in der Entwicklung des Reliefs darstellen. Zwar hatten sich schon EMM. DE MARTONNE selbst und mehrere seiner Schüler mit den unterschiedlichen Einflüssen befaßt, die die Klimaverhältnisse auf den Ablauf des Erosionszyklus ausüben können; dennoch zeichnet sich erst seit 1940 eine deutliche Bevorzugung der klimatischen Morphologie ab: Unter klimatischen Gesichtspunkten faßt man nunmehr die Erklärung der Ebenheiten über harten Gesteinen, der Rumpfflächen, der Flußterrassen, der Veränderungen im Gewässernetz, des Fazieswechsels bei terrestrischen Sedimenten und selbst der marinen Sedimentation ins Auge. In der gemäßigten Zone beispielsweise und ebenso in Gebirgen der Tropenzone erkennt man, in den anscheinend so unproblematischen Hangformen, Charakterzüge eines periglazialen Reliefs. — Während der gleichen Zeit nimmt man die quantitative und qualitative Untersuchung der Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge wieder auf und zieht den Wert der Überlegungen in Zweifel, die zur Peneplain-Theorie geführt haben. — Diese Kritik an den DAVISSCHEN Methoden hat einen heftigen Widerspruch von seiten H. BAULIGS hervorgerufen; doch scheint das, was es an fruchtlosen Aspekten in dieser Kontroverse gegeben hat, mehr und mehr zu verschwinden, und eine ständig wachsende Zahl von Forschern stimmt in der Tat überein, wenn schon nicht im Prinzip, so doch wenigstens in der Behandlung des einzelnen Problems. Jedenfalls wäre es verfehlt, wollte man wie verschiedene Kapitel oder gar als Ausdruck gegensätzlicher Betrachtungsweise Zyklusmorphologie, strukturelle Morphologie und klimatische Morphologie einander gegenüberstellen.

Eine der größten Schwierigkeiten für die Ausbreitung der Geomorphologie in Frankreich ist die Ausbildung und die Verwendung der Forscher. Bekanntlich sind die Geomorphologen nur zum kleineren Teil den Facultés des Sciences eingegliedert, zum größeren Teil den Facultés des Lettres, wo keine systematische Verbindung mit den unentbehrlichen physikalischen und biologischen Nachbarwissenschaften besteht. Darüber hinaus spielt die Geomorphologie auch bei der Ausbildung der Ingenieure keine Rolle, obwohl diese doch dazu bestimmt sind, die Naturkräfte zu bändigen und dienstbar zu machen.

### Summary

In a first period having been marked by the personality of EMM. DE MARTONNE the geomorphological research in France was centred around the studies on denudation surfaces representing actually unique stages of the development of the relief. But eventually even EMM. DE MARTONNE himself and some of his pupils as well considered the different influences which climatic conditions may

exert upon the proceeding of the erosion cycle; yet not earlier than in 1940 a clear preference of climatic morphology can be noticed: now the explanation of platforms cutting across resistant rocks, of peneplains, river terraces, alteration of the drainage pattern, varying facies of terrestrial deposits and even of marine sedimentation is considered from the climatic point of view. For example in the intermediate zone as well as in the mountains of the tropic zone we recognize the apparently quite unproblematic shaping of the slopes to be characteristic features of a periglacial relief. At the same time we are taking up again the quantitative and qualitative research on the denudation — and sedimentation processes and doubt the value of considerations which the peneplain theory goes back to. — This criticism on DAVIS' methods has met with strong opposition on the part of H. BAULIG but it seems the vain aspects of this controversy disappear more and more and a steadily growing number of experts agree actually if not on principle but at least as to the discussion of the individual problems. It would mean a failure in any case to confront cycle morphology, structural morphology, and climatic morphology like different chapters or even like an expression of opposite ways of consideration.

One of the greatest difficulties for the propagation of geomorphology in France is the education and employment of experts. As is well known only a small number of the geomorphologists belongs to the Facultés de Sciences, the larger part to the Facultés de Lettres where there exists no systematic connection with the indispensable physical and biological related sciences. Besides this geomorphology is of no concern for the education of the engineers although their destination is to subdue and subject the power of nature.

### Bibliographie

1. BAULIG, H.: *Le Plateau Central*. Paris, 1928
2. BAULIG, H.: *Essais de géomorphologie*. Publ. Fac. Lettres Univ. Strasbourg, 1950, 114.
3. BAULIG, H.: WILLIAM MORRIS DAVIS: Master of Method. *Ann. of the Assoc. of Amer. Geographers* 1950, 3.
3. bis BAULIG, H.: *Surfaces d'aplaniissement*. *Ann. de Géog.* 1952, 160 et 245.
4. BAULIG, H.: Les méthodes de la Morphologie d'après P. BIROT. *Ann. de Géog.* 1957, 97—124 et 221—236.
5. BIROT, P.: *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Paris, 1937.
6. BIROT, P.: *Essai sur quelques problèmes de Morphologie générale*. Lisbonne, 1949.
7. BIROT, P.: Désagrégation des roches cristallines sous l'action des sels. *C. R. Séances Ac. Sc.* 1954, 1145—1146.
8. BIROT, P.: *Les méthodes de la Morphologie*. Paris, 1955.
9. BIROT, P., et JOLY, F.: Observations sur les glacis d'érosion et les reliefs granitiques du Maroc. *Mém. et Doc. C. N. R. S.* 1952, 7—56.
10. BOURCART, J.: Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. *Bul. Soc. Géol. France* 1941, 117—153.
11. CAILLERE, S., BIROT, P., et HENIN, S.: Etude expérimentale du mécanisme de la désagrégation de quelques roches éruptives et métamorphiques. *Actes et C. R. Vème Cong. Int. de la Science du Sol. Leopoldville*, 1954, II, 18—22.

12. CAILLEUX, A.: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Paris, 1942.
13. CAILLEUX, A.: Distinction des galets marins et fluviatiles. Bul. Soc. Géol. France, 1945, 375—404.
14. CAILLEUX, A.: L'indice d'émussé. C. R. Soc. Géol. France, Nov. 1947.
15. CAILLEUX, A.: Ecoulement en nappe et aplatissements. Rev. Géom. Dyn. 1950.
16. CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse des Geschiebe und der Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geologische Rundschau. Stuttgart, 1952, 11 — 19.
17. CAILLEUX, A., et TRICART, J.: Le problème de la classification des faits géomorphologiques. Ann. de Géog. 1956, 162—186.
18. CHABOT, G.: Les Plateaux du Jura central. Strasbourg, 1927.
19. CHOLLEY, A.: Carte morphologique du Bassin de Paris. En collaboration avec Mme BEAUJEU-GARNIER, MM. BOMER, JOURNAUX, MUSSET, PINCHEMEL, DE PLANHOL, TRICART. Mém. et Doc. C. N. R. S., Paris, 1956.
20. CHOLLEY, A.: Recherches morphologiques (recueil d'articles). Paris, 1957.
21. CHOUBERT, G., et RAYNAL, R.: Les pluviaux du Quaternaire ancien et moyen au Maroc. Rés. Comm. Congrès de l'INQUA, Madrid, 1957.
22. CORBEL, J.: Les Karsts du NW de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. Lyon, 1957.
22. bis DAVIS, W. M.: Sheetfloods and Steamfloods. Bul. Geol. Soc. of America. Washington, 1938.
23. DRESCH, J.: Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas. Tours, 1941.
24. DRESCH, J., JOLY, F., et RAYNAL, R.: Evolution des versants et creusements à la bordure nord occidentale du Sahara. Bull. Ass. Géog. Fr. 1951, n° 216—217.
25. DRESCH, J.: Les surfaces d'aplatissement et les reliefs résiduels sur le socle cristallin en Afrique tropicale. Cong. Int. Géog. Rio, 1956. Résumé des Communications.
26. DREYFUSS, M., et GLANGEAUD, L.: La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine. Ann. scient. Université de Besançon, 1950.
26. bis ERHART, H.: La génèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, 1956.
27. ENJALBERT, H.: La vallée moyenne de la Charente. Esquisse morphologique. Ann. de Géog. 1952, 16—33.
28. ENJALBERT, H.: Les plateaux et les gorges du Viaur. Etude géomorphologique. Rev. Géog. Pyrénées et du Sud-Ouest, 1952.
29. ENJALBERT, H.: Etude morphologique du Bassin d'Aquitaine. Thèse dactylographiée 1956.
30. GLANGEAUD, L.: Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. Monographies régionales n° 8. 1932.
31. GUILCHER, A.: Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. Ann. de Géog. 1953, 161—179.
32. JOURNAUX, A.: Le Bassin de la Saône et ses bordures montagneuses. Caen, 1956.
33. MARTONNE, EMM. DE.: Le climat facteur du relief. Scientia, 1913.
34. MARTONNE, EMM. DE.: Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. Ann. de Géog. 1940.
35. MENSCHING et RAYNAL, R.: Flußflächen in Marokko. Pet. Mit. 1954.
35. bis MENSCHING et RAYNAL, R.: Quaternaire et Morphologie. Colloque C.N.R.S. Lyon, 1952.
36. TAILLEFER, F.: Le piedmont des Pyrénées françaises. Toulouse, 1951.
37. TRICART, J.: La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. Paris, 1949 et 1952.
38. TRICART, J.: Le modélisé des pays froids. C.D.U. Paris, 1951.
39. TRICART, J.: Climat, végétation, sols et morphologie. Cinquantième ann. Lab. Géog. Rennes, 1952, 240—254.

40. TRICART, J.: Présentation d'une carte géomorphologique du delta du Sénégal. Bull. A.G.F. 1955, 98—117.
41. TRICART, J.: Types de fleuves et systèmes morphoclimatiques en Afrique occidentale. Bull. Section Géog. Com. Trav. Hist. et Sc. 1955.
42. TRICART, J., et CAILLEUX, A.: Introduction à la géomorphologie climatique. C.D.U. Paris, 1956.
43. TRICART, J.: Etude expérimentale de la Gélivation. Biul. Perygl: Lodz, 1956, 285—319.
44. VATAN, A.: La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Toulouse, 1947.

## Die Geomorphologie auf der Regional-Konferenz der Internat. Geogr. Union in Japan im August/September 1957

Über den Verlauf und die wissenschaftliche Gesamttätigkeit der Regional-Konferenz der Internationalen Geographischen Union, die im August/September 1957 in Toyo und Nara stattgefunden hat, wird an anderer Stelle ein Überblick gegeben (Erdkunde XII). Hier soll nur über die Geomorphologie im Rahmen der Konferenz berichtet werden. Die großen Exkursionen vor und nach der Tagung nach Hokkaido, nach Nord-Honshu, nach Mittel-Honshu, nach SW-Honshu und Kyushu und nach SW-Honshu und Shikoku, von denen der Referent zwei, nämlich nach Nord-Honshu und SW-Honshu und Kyushu mitmachen konnte, ebenso die kleineren Exkursionen während der Tagung haben dem aus Mitteleuropa kommenden Teilnehmer geomorphologisch vor allem folgendes gezeigt:

Das ganze Land wird unabhängig vom Gesteinsuntergrund von einigen immer wiederkehrenden Formeigentümlichkeiten beherrscht. Die Gebirge ragen steilflankig und dicht bewaldet auf; sie sind tief durchtalt, die oberen Talverzweigungen sind so gut wie immer steil eingeschnittene Kerbtäler, die Kämme über den bewaldeten Hängen aber zugerundet. Nur in den glazial geformten Hochgebieten der japanischen Alpen gibt es in größerem Umfang Grate.

Schon weit im Innern der Gebirge gehen selbst kleine Kerbtäler nach abwärts in die Sohlentalform über. Die begleitenden Gehänge bleiben steil, die Talsohlen weiten sich bereits tief im Gebirge und erlangen bei den großen Flüssen außerordentliche Breite. Sie sind oft in Terrassen gegliedert, die Reisfelder tragen. Der gewöhnlich nicht lange Fluss strömt in manchmal kilometerbreitem Schotterbett voll groben Gerölles dahin. Vor den Talausgängen entwickeln sich riesige Schwemmfächer sowohl gegen die Inlandbecken wie vor allem gegen die Küste hin. Das sind die großen Reisfeldebenen. Sie werden durch Deiche gegen die bei Hochwasser wilden Flüsse geschützt. Mancherorts liegen die Torrentebetten schon merklich über dem Niveau der Kulturbene.

Flaches Abtragungsrelief in der Höhe der Gebirge ist nicht allzu verbreitet, aber es ist vorhanden. Stellenweise, besonders im Umkreis der Japanischen Inlandsee, ist auch niedriges Hügelland mit weithin merklich gleichmäßigen Höhen zwischen die hoch aufragenden Gebirge und die Schwemmlandebenen zwischen-

geschaltet. Vulkane, junge Bruchstufen, gehobene Aufschüttungsflächen, Senkungsformen gehören außerdem zu den charakteristischen Zügen.

Es ist verständlich, daß in einem solchen Lande die geomorphologische Forschung auf die Fragen der Schuttbelieferung und der Hochwasserentwicklung der Flüsse gelenkt wird, daß sie den Einfluß von Tektonik und Vulkanismus auf das Formenbild zu ergründen trachtet und daß sie nach Anhaltspunkten sucht, um auf diesem beweglichen Untergrunde Altersbestimmungen für Oberflächen unabhängig von der Höhenstellung zu gewinnen. Ebenso ist verständlich, daß hier die Theorie des normalen fluviatilen Erosionszyklus von W. M. DAVIS als stillschweigende Voraussetzung des geomorphologischen Denkens fast ohne kritisches Zögern bejaht wird. Die Talformen geben auf Schritt und Tritt Beispiele dessen, was DAVIS als jung und reif und als Kennzeichen des „graded stream“ bezeichnet hat. Deswegen mögen auch seine Deduktionen über das geomorphologische Altern und die Peneplain-Bildung sich gutes Zutrauen errungen und bewahrt haben.

Die Beiträge der japanischen Kollegen auf der Konferenz waren so durchaus den erstgenannten Fragenkreisen gewidmet. Eine ganze Reihe von Arbeiten über Schuttlieferung, Rutschungs- und Vermurungsgefahren sind aus dem Geogr. Inst. der Kyoiku-Universität in Tokyo hervorgegangen. Prof. YOKICHI ISHIKAWA (MINO ist der frühere Familienname von ISHIKAWA) untersuchte die Rutsch- und Schuttmassen eines Schichtstufengebietes aus Kreidesandstein im Bereich des Dokiflusses in Kagawa. Durch Zerlegung des Gebietes in 56 gut 1 km<sup>2</sup> große Teilebereiche, für deren jeden eine Schätzung der in Entwicklung befindlichen Schuttmassen vorgenommen wurde, ist eine Gleichmäßigkeit des Beobachtungsschatzes und die Herleitung von Gesetzmäßigkeiten auf statistischer Grundlage angestrebt worden. Namentlich sollten die Stufenabhänge mit den Stufendachflächen verglichen werden. Die Untersuchungen sind noch im Fortgang.

MASAMI ICHIKAWA vom gleichen Institut versuchte, die Quantität des Schuttess und der Rutschmassen durch Ableitung eines topographischen Index zu erfassen, in welchem die Reliefenergie und die Meereshöhe des in viele Teilstücke zerlegten betrachteten Flußgebietes enthalten sind.

MAKOTO ARAMAKI hat Messungen über das Verhältnis des gelösten und des suspendierten Materials in Flüssen von Mittel-Japan bei Unterschieden der Abflußmenge, des Flußgefälles und der Gesteinsbeschaffenheit des Gebietes ange stellt. Er kommt zu Beträgen von 40 bis 110 t/km<sup>2</sup> Abtrag an gelöstem Material und 20 bis 130 t/km<sup>2</sup> an suspendiertem Material während einer Schneeschmelze. Die Maximalkonzentration an suspendiertem Material liegt meist vor dem Maximum der Hochwasserwelle. Beim Fallen des Hochwassers geht das suspendierte Material oft nicht gleichmäßig zurück, sondern unter vorübergehender Wiederzunahme. Das scheint durch mit dem Hauptfluß nicht synchron gehende Materialanlieferung aus Nebenflüssen bewirkt zu werden.

SHINGO TANAKA, ebenfalls Kyoiku Univ., Tokyo, legte Ergebnisse über die wechselnde Taldichte und die unterschiedliche Gefährdung durch Bodenerosion in SW Honshu bei verschiedenen Gesteinen vor. Die Granitböden sind größer und weniger gut bewachsen als die Böden der kristallinen Schiefer. Hierin scheint die Ursache ihrer leichteren Angreifbarkeit zu liegen.

Im gleichen Gesamtfragenkreis bearbeitete EIJI YATSU von der Chuo Univ., Tokyo, die Korngrößen von Feinkiesen und Sanden der Flüsse. Er stellte fest,

daß in solchen Massen in Mittel-Honshu die Korngrößen von 4 bis 2 mm Ø, jedoch bei Granit von 8 bis 4 mm Ø auffällig selten sind, und erkennt darin den Einfluß der Textureigentümlichkeiten der beteiligten Gesteine.

SHUKO IWATSUKA, Tokyo Univ., Tokyo, bot interessante Beobachtungen über die Abhängigkeit der Rutschungen und Schlipfe von der Gesteinsbeschaffenheit und vom Auftreten von Starkregen.

SHOJI NISHIMURA, Tokyo Univ., Tokyo, verfolgte die Anzeichen für Solifluktionserscheinungen in den japanischen Gebirgen. Er findet, daß während der Eiszeiten die Solifluktion wesentlich intensiver war als heute und 10- bis 20mal größere Blockströme, Hangasymmetrien, Hangterrassierungen schuf. Er glaubt, daß die eiszeitlichen Klimaverhältnisse in Japan weniger zur Karbildung als zur Dellenbildung führten und knüpft daran die Vermutung, daß das Klima dem der semiariden Gebiete höherer Breiten in der Gegenwart ähnlich war, worüber wohl noch nicht das letzte Wort gesagt sein dürft.

Prof. FUMIO TADA, Tokyo Univ., Tokyo, hat in ausgedehnten Untersuchungen den Einfluß des topographischen Feinreliefs der Aufschüttungsgebiete auf die Hochflutwirkungen erforscht. Es ergeben sich Verschiedenheiten der Tiefe der Überflutung, ihrer Dauer, der Richtung und Geschwindigkeit des Hochwassers und seiner Erosions- und Akkumulationswirkungen, je nachdem, ob man es mit besonders ebenen Schwemmkiegeloberflächen zu tun hat oder mit einem Feinrelief von Naturdämmen und Schlenken oder mit dem eigentlichen Deltabereich usw. Auf Grund solcher Untersuchungen lassen sich auch Voraussagen über die zu erwartenden Ereignisse machen. Die Ausführungen wurden durch ausgezeichnete, auch praktisch bedeutsame Spezialkartierungen im Kiso-Gebiet, westlich Nagoya, erläutert.

Einen interessanten Versuch zur Altersbestimmung von Oberflächen legte SOHEI KAIZUKA, Metropolitan Univ., Tokyo, vor. Er studierte die Aschendecken des Kanto-Gebietes, die zum sogenannten „Kanto-Loam“ verwittert sind. Er kann aus der Zahl und Beschaffenheit der Lehme auf das Alter, besonders von Terrassenflächen, schließen. Deren jüngste tragen keinen Kanto-Lehm, die älteren ein, zwei und mehr Lehme, die durch Verwitterungshorizonte und charakteristische mineralogische Beschaffenheit einzelner Aschen auseinandergehalten werden können, und die auch z. T. durch Artefakte datierbar sind. Die ältesten dieser Lehme dürften alt- bis mittelpleistozän sein. Der Referent hatte das Glück, entsprechende Vorkommen mit Herrn KAIZUKA und anderen japanischen Kollegen im Gelände diskutieren zu können.

Prof. YOSHIRO TOMITA, Tohoku Univ., Sendai, leitet in Nord-Honshu Altersunterschiede von Flußterrassen aus der teils mehr, teils weniger vorgeschrittenen Bodenprofilbildung ab, die auf ihnen eingetreten ist. Da die ältesten der so unterchiedenen Oberflächen mittelpleistozän zu sein scheinen, müßte man schließen, daß hier zur Erzeugung voll ausgereifter Bodenprofile sehr lange Zeiträume erforderlich sind.

Eine auch praktisch bedeutsame Rolle spielt in Japan die Geomorphologie der Küsten. HARUO INOUYE, Shinshu Univ., Nagano, diskutierte unbeabsichtigte Veränderungen der Küste bei Niigata, die durch Molenbauten hervorgerufen worden sind. Er versucht sie mit Hilfe der Annahme zu deuten, daß die Küsten-

formen stets einem Gleichgewichtszustand von An- und Abtransport des Materials zustreben, der durch die Bauten gestört worden ist.

KIYOO WADATI und TAKUZO HIRONO, Meterorol. Agency, Tokyo, gaben sehr interessante Mitteilungen über die Senkungerscheinungen in den an der Küste auf Marschland gebauten Industriegebieten Japans. Es sind in Tokyo und Osaka 7 bis 10 cm Senkung im Jahre gemessen, an mehreren Stellen Gesamtsenkungen von 1 bis 2 m und darüber in 3 bis 5 Jahrzehnten nachgewiesen worden. Man baut heute Deiche vorsorglich 1 m höher als notwendig, weil man mit einem Anhalten der Senkung rechnet. Die Ursache besteht nicht allein in der Baubelastung von jungen Sedimenten, die noch nicht konsolidiert sind, sondern namentlich in der Entnahme großer Mengen von Grundwasser aus dem Untergrunde für Industriezwecke, die ein Zusammensacken der betreffenden Schichten zur Folge hat.

Im tektonisch unruhigen Japan kommt der Erkennung junger Vertikalsbewegungen und ihrer Überlagerung mit den glazial-eustatischen Veränderungen des Meeresspiegels eine besondere Bedeutung zu.

HIROTARO ISEKI, Nagoya Univ., Nagoya, berichtete über einschlägige Beobachtungen. Es gibt vielfach eine Brandungsplattform in 70 bis 100 m Tiefe unter dem Meeresspiegel. Der Felsboden großer Flusstäler liegt in der Nähe der Mündung 60 bis 80 m unter dem Meeresspiegel und wird dort von etwa 10 m Flusschotter bedeckt, bevor marine Ablagerungen darüber folgen. Zum Teil können Schwankungen des Meeresspiegels zu paläolithischen und neolithischen Kulturstücken in Beziehung gesetzt werden.

AKIRA WATANABE, Geogr. Surv. Inst., Chiba, meint, daß die flachgipfligen Kämme, die im DAVISSCHEN Sinne jungen Talformen, die Bruchstufen, die Fluss- und Küstenterrassen, gehobene und gekippte Schwemmkiegel, ertrunkene Täler und vulkanische Erscheinungen in Japan eine Folge seiner Zugehörigkeit zum zirkumpazifischen Orogen seien. Die Bewegungen dauern im Holozän an. Er möchte auf diese Feststellungen eine Lehre vom Formenschatz der orogenen Zonen aufbauen. Es dürften dazu aber auch Vergleichsstudien über den Formenschatz orogener Gebiete in anderen Klimazonen und über die Formen der nicht-orogenen Gebiete notwendig sein.

HISASHI SATO, Tokyo Univ., Tokyo, beschäftigte sich mit dem Zusammenhang zwischen Vulkaneruptionen und Verwerfungen. Er meint, daß die Wahrscheinlichkeit vulkanischer Materiallieferung um so geringer zu veranschlagen sei, je größer und tiefer eine Verwerfung ist, und daß die Mehrzahl der japanischen Vulkane nicht an ausgeprägte Verwerfungen geknüpft sei.

TAKAMASA NAKANO und S. SHIKI, Geogr. Surv. Inst., Chiba, betrachten als richtungweisende Vorarbeit für spezielle Bodenaufnahmen, geologische Aufnahmen und auch für die wirtschaftliche Landklassifikation in Japan eine Klassifikation der Landformen. Sie benutzt besonders die Kleinformen der betrachteten Gebiete als Kriterium, weil diese über die auftretenden Bodentypen, Gesteinsunterschiede, Denudationsgefährdung und auch über das Verhältnis zur Hochwassergefährdung Aussagen erlauben. Luftbilder sind für die Zwecke der Landformklassifikation von großem Wert. Kartierungsblätter liegen vor.

Als Beitrag aus dem Bereich der zur Zeit im Ausland stärker erörterten Fragen gab H. LOUIS, München, ein allgemeines kritisches Referat über die

Theorie des normalen fluviatilen Erosionszyklus von W. M. DAVIS. Diese scheint, wie eingangs erwähnt, mit den in Japan anzutreffenden Befunden verhältnismäßig gut in Einklang zu stehen. In weiten Klimaregionen der Erde aber führt sie auf große Schwierigkeiten und wird wohl entsprechend den neueren Erkenntnissen der Klimageomorphologie durch verallgemeinerte Grundvorstellungen zu ersetzen sein, die DAVIS' tragfähige Erkenntnisse als Spezialfall enthalten. Die Ausführungen haben zu einem lebhaften Gedankenaustausch besonders mit den japanischen Kollegen geführt.

Eine Spezialstudie klimageomorphologisch-bodenkundlicher Art brachte ROBERT HO, Singapore, zum Vortrag. Er berichtete über eine als Begleiterscheinung starker Bodenerosion auftretende Form von Oberflächenkonkretionen auf der Singapore-Insel.

I. P. GUERASSIMOV, Moskau, referierte an Hand einer Kartierung im Issykkul-Gebiet des Tienschan über den interessanten Versuch, die seismischen und tektonischen Verhältnisse des Gebietes mit Hilfe geomorphologischer Beobachtungen genauer auszudeuten.

R. L. SINGH, Banaras, legte eine Arbeit über Flussterrassen in den Siwaliks vor.

P. CH. TSOU, Taipei, skizzierte im wesentlichen länderkundlich die Bedeutung des Kansu-Korridors in NW-China.

TOARO YOSHIKAWA, Tokyo Univ., Tokyo, machte vorläufige Mitteilungen über die erfolgreiche japanische Antarktische Expedition 1956/57, insbesondere über Beobachtungen im Bereich der Ongul-Insel am Rande des Inlandeises. Sie lassen auf Besonderheiten der ehemals größeren Ausdehnung des Inlandeises schließen.

Im ganzen gesehen hat die Konferenz auf dem Gebiete der Geomorphologie lebhafte und interessante Bemühungen der japanischen Kollegen in stattlicher Zahl vor Augen geführt. Deutlich wurde das Bestreben nach exakten Untersuchungsmethoden und nach intensiver theoretischer Auseinandersetzung mit den Beobachtungstatsachen. Wenn den ausländischen Gästen ein Anteil am geistigen Ertrag dieses Gedankenaustausches zukommt, so lag er vielleicht darin, auf Gesichtspunkte und Anschauungsweisen hingewiesen zu haben, die aus anderen Gegebenheiten in anderen Teilen der Erde erwachsen sind, und die Lust zu erwecken, diese näher kennenzulernen. Alle ausländischen Gäste dürften sich einig sein im Gefühl des Dankes für diese großartige Veranstaltung der japanischen Geographen.

H. LOUIS, München

## Rezensionen

SAMOJLOV, J. V.: *Die Flussmündungen.* V.E.B. Hermann Haack, Geogr.-kartogr. Anstalt, Gotha 1956, 646 S., 136 Abb.

Das Beobachtungsmaterial für die umfangreiche geographische Darstellung der russischen Flussmündungen ist aus einer langjährigen Zusammenarbeit von Fachwissenschaftlern erwachsen. Die Aufgabe dieser Gruppen von Geographen, Geologen, Hydrologen, Ozeanographen, Hydrobiologen, Hydrotechnikern und Hydraulikern war es, für die russischen Flüsse, auf Grund der Kenntnis der vorhandenen natürlichen Gegebenheiten und der geplanten hydrotechnischen Arbeiten, die Veränderungen vorauszusagen, die sich in den für die Wirtschaft besonders wertvollen Mündungsgebieten, infolge der veränderten Wasserführung der Flüsse, herausbilden werden.

Fortlaufende systematische Beobachtungen auf festen Stationen und ergänzende Expeditionen zwecks synoptischer Aufnahmen liefern das Material für diese Arbeiten, und im Zusammenhang mit den großräumigen wasserwirtschaftlichen Planungen der letzten Jahrzehnte wurden auch sie weiter ausgedehnt.

Dem Geographen fiel bei der Auswertung dieser Beobachtungen die Aufgabe zu, die Gesetze zu erforschen, nach denen sich die Naturerscheinungen in den Mündungsgebieten entwickeln und eine Charakteristik aller Elemente dieser Landschaft in ihrem Werden und ihrer Wechselwirkung im Raum zu geben.

Der einführende Überblick (S. 11–52) über die einschlägige Literatur enthält eine besonders ausführliche Darstellung der russischen Forschungen. Vor 1914 dienten die Untersuchungen vor allem der Verbesserung der Schiffahrt in den Mündungsgebieten der großen Ströme. Die amtlichen Veröffentlichungen von 1882–1920 haben das Material für die geographische Charakteristik der Ströme im europäischen Rußland gegeben, und die Erfahrungen bei der Durchführung dieser Untersuchungen wurden von LJACHNICKIJ 1928–1932 zusammengefaßt in einem vierbändigen Werk über „Methoden der topographischen, hydrologischen, hydrographischen und geologischen Untersuchungen an Meeresküsten und in Flussmündungen“, an welchem auch der Verfasser des vorliegenden Buches beteiligt war. Er gab außerdem 1951 einen „Leitfaden für die Mündungsgebiete“ heraus, nach dessen Anweisungen die noch laufenden Beobachtungen durchgeführt werden.

Der 1. Hauptteil (S. 53–228) enthält eine systematische Darstellung aller die Flussmündungsgebiete gestaltenden Vorgänge.

Die hydrodynamischen Verhältnisse (S. 53–122) sind einmal bedingt durch die Wasserbewegung des Flusses und deren Wirkungen. Formen des Flußbettes, Fließvorgang, Abflußverhältnisse, Erosion des Flußbettes, Fragen der Geröll- und Trübungsmengen, Veränderung des Flußbettes in Grundriß und Längsprofil bei verschiedenen Wasserständen werden behandelt.

Das Mündungsgebiet steht außerdem unter der formenden Einwirkung des Meeres. Die Gezeiten ändern die Gefälls- und Strömungsverhältnisse periodisch, und die auf- und ablandigen Winde führen zu ähnlichen, aber meist unperiodischen Änderungen der Wasserstände. Hinzu kommt die Wirkung von Wind und Wellen in dem meist wenig geschützten Mündungsgebiet.

Die Bildung des Reliefs (S. 123–185) im Mündungsgebiet aus diesem Zusammenwirken von Fluß und Meer wird für den Unterlauf des Flusses, für das eigentliche Deltagebiet und für die benachbarten Küstengewässer untersucht; und zwar für sehr tiefes Wasser, für solches mit einem

Gefälssknick zwischen flachem und tiefem Anteil und schließlich für gleichmäßig flache Küstengewässer.

*Die Entwicklung der organischen Besiedlung des Mündungsgebietes und der Bodenbildung* (S. 186–228) ist verschieden je nach der Flusswassermenge, ihrer chemischen Beschaffenheit und der transportierten Trübe und deren Schwankungen. Die verschiedenen Klimazonen zeigen daher chemische und organische Besonderheiten der Mündungsgebiete.

Der 2. Hauptteil (S. 229–408) bringt die zusammenfassende Darstellung der Mündungsgebiete der russischen Ströme, die nach Einzugsgebieten der Binnen- und Randmeere, in die sie münden, angeordnet sind.

Ein jedes Gebiet wird nach ein und demselben Schema behandelt; und zwar nacheinander Geologie, Entwicklungsgeschichte, Wasserhaushalt, Relief, Boden, Pflanzendecke und Hydrobiologie. Meist ist eine topographische Karte des Gebietes beigegeben.

Weniger eingehend wurden in einem 3. Hauptteil (S. 409–617) die außerrussischen großen Ströme herangezogen, die den Überblick über die Mündungen in verschiedenen Klimaten vervollständigen.

Ein Nachwort (S. 618–631) gibt als wichtiges Mittel zur Erreichung des praktischen Ziels der Arbeiten eine genetische Klassifikation der Mündungsgebiete an, die vergleichenden Untersuchungen dienen soll. Nach dem Stand der Forschung kann sie z. Z. nur in Form eines Schemas gebracht werden, das kurz erläutert wird, und dessen Grundlage die bisher erhaltenen Ergebnisse über Deltabildung und die Abwandlungen des entstehenden Reliefs der Mündungsgebiete, die sich beim Zusammenwirken der Kräfte ergeben haben, sind. Die vordringliche Aufgabe für das Gebiet der physischen Geographie besteht vor allem in Auswertungen von Beobachtungen, die das Zusammenspiel der Faktoren, die menschliche Wirtschaft einbegriffen, betreffen.

In einer Neuauflage sollte der Text an manchen Stellen übertragen und nicht wörtlich übersetzt werden. Falls neue Fachausdrücke verwendet werden, müßten sie klar definiert werden. Die Benutzung des Werkes würde sehr erleichtert werden durch eine Gliederung längerer Abschnitte im systematischen Teil, vor allem aber durch einen Index. Eine Anzahl von Diagrammen und Karten oder Tabellen würden den Text entlasten und bereichern.

Aber auch in der vorliegenden Form gibt die Arbeit von J. V. SAMOJLOV eine wertvolle geographische Verarbeitung von Forschungsergebnissen für 23 russische und 37 außerrussische Flussmündungsgebiete, die vor allem durch die Darstellung der russischen Gebiete und die Verarbeitung von schwer zugänglichem Material für Geographen, Geologen und Wasseraufzähler besonders wertvolle Anregungen und neue Kenntnisse vermittelt.

LOTTE MöLLER

KLEBELSBERG, R. v.: Südtiroler geomorphologische Studien: Das Pustertal (Rienz-Anteil). *Fortschritte zur deutschen Landeskunde*, Bd. 94, Remagen 1956, 218 S., DM 8,- (zugleich: „Schlern-Schriften“, Innsbruck, Band 151).

Es ist nicht alltäglich, daß ein Autor mit solcher Konsequenz über einen Zeitraum von nunmehr schon 45 Jahren die Veröffentlichung seiner Beobachtungen aus einem großen, ihm eng vertrauten Arbeitsgebiet weiterführt, wie der Altmeyer der Tiroler Geologie, R. v. KLEBELSBERG, seine „Geomorphologischen Studien aus Südtirol“. (Der erste der vier vorangegangenen Teile erschien 1912 in der Zeitschr. d. Mus. Ferdinandea Innsbruck; der zuletzt vorangegangene 1953 als Band 80 der oben genannten Schriftenreihe.) Wir können v. KLEBELSBERG dankbar sein, daß er, wie er einleitend sagt, in der Muße nach dem Zurücktreten vom öffentlichen Leben eine „alte Schuld“ abtragen will: das Ausarbeiten jener in vielen Jahren neben intensiver Tätigkeit im akademischen Leben und im Alpenverein durchgeführten systematischen Begehungen.

Das diesmal behandelte Einzugsgebiet des westlichen, zur Eisack entwässernden Anteiles der Pustertal-Furche (Rienz) umfaßt Ausschnitte des Südabfalles der Zillertaler Alpen, der Karischen Alpen, der Dolomiten und der südlichen Quarphyllitzone, so daß der Formenschatz über die verschiedensten Gesteine und tektonischen Strukturen hinweg verfolgt werden konnte. Damit vermag v. KLEBELSBERG aus weiteren Teilen der Alpen die Unabhängigkeit des dominanten „Mittelgebirgs-, Sanft- und Flachreliefs“, das auch hier von Höhen um 2400 m bis herab zu tiefsten Lagen des Unterrandes bei 1900 bis 1800 in großartiger Erhaltung auftritt, von Bau und Gestein nachzuweisen. Es ist in sich komplex, seine wenig scharfen Untergliederungen treten aber im Verhältnis zu den großen Unterschieden gegenüber dem Formenschatz darüber und darunter völlig zurück. An einigen Beispielen, wie dem Drei-Zinnen-Plateau, vermag v. KLEBELSBERG zu zeigen, wie auch die für die hohen Flachformen der Dolomiten wichtigen gesteinsbedingten Verebnungen gerade dort ihre großartigste Entfaltung gewinnen, wo sie mit der Höhenzone (und damit den einstigen morphologischen Entwicklungsbedingungen) der gesteinsunabhängigen

flachen Altformen ringsum zusammenfallen. Sie haben an verschiedenen Stellen unmittelbaren Anschluß an solche souverän über verschiedene Gesteine und Strukturen hinwegziehenden Sanftformen in gleicher Höhenlage und des gleichen Formenstils. Damit wird – ohne daß v. KLEBELSBERG sich unmittelbar auf diese Fragestellung bezieht – ein weiterer Beleg gegen die Auffassung erbracht, daß die hohen Flachformen der Ostalpen nach den morphologischen Gesetzen einer Schichtstufenlandschaft entstanden seien, die BEHRMANN gerade am Beispiel der Dolomiten in jüngster Zeit noch einmal zu festigen gesucht hatte.

Betont wird der Unterschied zwischen der langsamem Reliefentwicklung zur Zeit der Bildung der heutigen hohen Sanft- und Mittelgebirgsformen gegenüber dem sehr viel schnelleren Einschneiden des jüngeren, schroffen Talnetzes darunter. Von den Etappen dieses Tieferschneidens zeugen zahlreiche Felsterrassen und -gesimse, die aber im behandelten Gebiet nicht auffällig zu übergeordneten Talbodensystemen zusammenschließen und nur sehr randlich erwähnt werden.

Im ganzen beschränkt sich die Behandlung des Altformenschatzes – der Schwerpunkt des Buches – auf eine sorgfältige und bildhafte, beschreibende Bestandsaufnahme. Diese bietet ein reiches analytisches Material. Dagegen verzichtet v. KLEBELSBERG auf alle Versuche einer Datierung der Formen, einer Synthese der formenbildenden Prozesse und auch auf jegliche Diskussion mit anderen gleichartigen oder gegensätzlichen Ergebnissen bzw. Auffassungen. Hier darf man wohl sein Bedauern darüber aussprechen, daß v. KLEBELSBERG, der ja aus einem riesigen Erfahrungs- und Beobachtungsschatz heraus dazu prädestiniert wäre, nicht zu den Erörterungen der jüngeren alpinen Altformenforschungen Stellung nimmt oder seine Ergebnisse mit diesen in Beziehung zu setzen sucht.

Die Beschreibung der feinen Beobachtungen des Kleinformenschatzes schließt auch weitere Relieffaktoren ein, besonders die glazialen, inter- und postglazialen Ablagerungen, die Entwicklung der Eis- und Hauptwasserscheide des Pustertales, die epigenetischen Talfurchen im Unterlauf, die Bildung kleiner Erdpyramiden usw. Von Interesse für die Fragen der glazialen Erosion und der Bildung mächtiger Schuttdecken im Klima der Interglaziale sind die Hinweise auf die Erhaltung beträchtlicher Hangschuttmassen unter jüngerer Grundmoräne (z. B. in den Gneisen des von den Ausläufern der Zentralalpen herabziehenden Sylvestertales).

Für die Bildung schroffer Wände und Türme in den Dolomiten wird die besondere Eignung flachgebankter Schichten (mit senkrechter Klüftung) hervorgehoben, die dazu noch besser geeignet erscheinen als ungeschichtete (Riff)-kalke bzw. -dolomite.

Die Formenbildung über dem höchstgelegenen alten Sanftrelief schließlich wird vorwiegend der gesteinsbedingten Selektion zugeordnet. Hierbei findet v. KLEBELSBERG noch einmal eine prägnante Definition für seinen – schon durch seine früheren Arbeiten ziehenden – Begriff des „eigentlichen Hochgebirges“. Er versteht darunter erst die über dem großen, hohen Sanftformenkomplex aufragenden Berggipfel, sie „sind der Inbegriff von Hochgebirge: allseits schroffe Abtragungsreste über einem höchstgelegenen Flachrelief“.

HARALD UHLIG

**HEMPEL, LENA, geb. TECKLENBURG:** *Das morphologische Landschaftsbild des Unter-Eichsfeldes unter besonderer Berücksichtigung der Bodenerosion und ihrer Kleinformen. Forschungen zur Deutschen Landeskunde Band 98, Remagen (Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde). 1957. 55 S., Ktn., 6 Abb.; Bildteil, Lit. DM 5,-*

Die vorliegende Untersuchung widmet sich speziell dem offenen Kulturland im Raum Gieboldehausen–Duderstadt, der östlich der Nathe–Hahle-Linie größere, westlich der Linie geringere Reliefenergie zeigt. Das Baumaterial, Schieferkiese und mürber Sandstein, verwittert tiefgründig und bildet für die Bodenerosion ein ähnlich dankbares Material wie der Löss, der sich besonders westlich der Hahle über größere Flächen legt. In den Tälern lagern Alluvionen von Lehm und Sand. – Die Geländearbeit stützte sich auf Meßtischblätter, neue und alte Katasterpläne, Archivmaterialien vor allem des 18. Jahrhunderts und Feldbeobachtungen „im wesentlichen nur während oder nach einer mäßig rasch verlaufenden Schneeschmelze und nach einigen leichten Regen im Frühjahr 1952“ (Seite 4), also auf einen recht kurzen Zeitraum, dem vor allem die sommerlichen Starkregen fehlten. Die Bodenerosion wurde nach drei morphologisch bewerteten Intensitätsstufen kartiert.

Am interessantesten ist das Ergebnis für die junge historische Vergangenheit: starke Verbreitung und Ausmaße der Bodenerosion, „die die Erscheinungen der Gegenwart bei weitem übertreffen“ (Seite 49). Es handelt sich um engständige Furchen und Gräben, die in Zusammenhang mit hangabwärts gepflügten Hochäckern gebracht werden. Schwarzbrache beförderte die Abspülung, weshalb diese gerade im 18. Jahrhundert einsetzte und die Verödung einzelner Fluren bewirkte. Hochraine dagegen sieht die Verfasserin nicht als repräsentativ an, Waldrandstufen

sind es nur zum Teil. LENA HEMPEL sieht also „Furchenserienhänge“ (SCHULTZE) in genetischer Bindung an die Betriebstechnik und vermutet, daß die von mir in Thüringen gefundenen Hänge dieser Art „vielleicht auch einige zerstörte Hochackerfluren“ enthalten (Seite 25). Ich halte das auf einigen ackerbaren Hängen für möglich, besonders nach dem interessanten von STÜBNER interpretierten Luftbild von VOLLRADISRODA, nicht jedoch auf den Steilhängen, auf die sich meine Beobachtungen und Bemerkungen vorwiegend beziehen.

Der Vergleich der historischen mit den gegenwärtig entstehenden Formen gibt den ersten viel stärkeren Rang. Aber dieser Vergleich ist m. E. nicht tragfähig, weil aus dem 18. Jahrhundert nur schwerste Schäden registriert sind und damit die vergleichbaren Witterungsformen der Gegenwart entfallen, weil ferner eine Gegenüberstellung der Wirkung mehrerer Jahrhunderte mit der Wirkung der letzten hundert Jahre erfolgt und weil es schließlich auch etwas weit gegangen ist, der Bodenerosion „gewaltige Ausmaße“ zuzuschreiben, ohne daß eine Bezugsetzung zur heutigen Großformung erfolgt. Interessant ist aber das Bemühen der Verfasserin um eine kartenmäßige Darstellung der Umgestaltung des Talnetzes seit Beginn der Besiedlung. Die Karten II und III stellen das postpleistozäne Talnetz in seiner späteren Umgestaltung dar. (In der Legende braun statt wie in der Karte schwarz.) In diesem Zusammenhang befassen sich die Beobachtungen ausführlich und kritisch erweiternd mit der Auffassung der Tilken durch Käubler. — Auf die schlechende Bodenerosion wird nicht eingegangen.

Wenn ich mich den Schlußfolgerungen auch nicht voll anschließen kann, begrüße ich die Arbeit besonders wegen der glückhaften Erweiterung auf das 18. Jahrhundert.

J. H. SCHULTZE

BERINGER, *Geologisches Wörterbuch, Erklärung der geologischen Fachausdrücke*. — 4. umgearb. u. erweit. Aufl., bearb. v. Doz. Dr. H. MURAWSKI. 203 S., 59 Abb., 5 Tab. im Anhang. Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1957. Geheftet 17,— DM, Ganzleinen 19,50 DM.

Es scheint ein zweites enzyklopädisches Zeitalter angebrochen zu sein. Diente das erste noch in weitgehendem Maße der Konversation, so ist bei den modernen Lexika davon nichts mehr übrig geblieben. Es herrscht die präzise Definition und die knappe, fast nackte Beschreibung und Erklärung. So nimmt es nicht wunder, daß Spezial-Wörterbücher, jeweils für ein im enzyklopädischen Sinne eng umrissenes Gebiet, immer mehr zunehmen. Neuerdings haben sich dessen schon die großen Verlage mit ihren populären Massen-Schriftenreihen angenommen. Von da aus muß man BERINGERs Geologisches Wörterbuch, das ab 1937 erscheint, zumindest auf naturwissenschaftlichem Gebiet als einen Vorläufer betrachten und würdigen.

Um die von vielen Seiten gewünschte Neuauflage nicht zu lange hinauszuschieben, hat sich der neue Bearbeiter im großen ganzen an die Fassung BERINGERs gehalten, so daß die vorliegende Auflage schon ein Jahr nach dessen Tode druckfertig war. Gegenüber der 3. Auflage (von 1951) ist, wie schon der Umfang von 203 Seiten zeigt, eine ganze Reihe von Änderungen und Erweiterungen erfolgt.

Neu und — nicht nur der Raumersparnis wegen — recht geschickt ist die gemeinsame Erklärung mehrerer zusammenhängender Stichworte unter einem „Leitstichwort“.

Das Wörterbuch ist nicht nur an Geologen und Freunde der Geologie gerichtet, sondern auch an die Fachgenossen der anderen erdkundlichen Wissenschaften. Die Geographie ist durch die Geomorphologie in besonderem Maße angesprochen. Dabei muß die doppelte Aufgabenstellung berücksichtigt werden: Einmal soll die Erklärung der geologischen Fachausdrücke in erster Linie Nicht-Geologen verhelfen, ohne langwieriges Nachschlagen in meist umfangreichen Hand- und Lehrbüchern eine knappe, aber zutreffende Vorstellung zu gewinnen. Andererseits soll die Erklärung der nicht direkt geologischen Ausdrücke (wie etwa der geomorphologischen) das gleiche für den Geologen erreichen.

So betrachtet kann man auch der Neuauflage nicht die Bestätigung versagen, daß dies Nachschlagewerk für beide Teile, für die Geologie, wie für die anderen erdkundlichen Wissenschaften unentbehrlich geworden ist. Man möchte nur hoffen, daß die Auflage nicht zu hoch gehalten wurde, damit die Möglichkeit bliebe, bald notwendig werdenden weiteren Auflagen durch immer neue Verbesserungen eine allseits befriedigende Form zu geben.

Nur dafür seien mir einige Hinweise zu geomorphologischen Begriffen erlaubt.

Sollte man nicht die *Abtragung* — das Kernstück der Geomorphologie — etwas ausführlicher und vor allem genauer erklären? — Wäre der Begriff der *Antezedenz* bei Flüssen und Tälern, der leider auch von Geologen vielfach falsch gebraucht wird, nicht besser durch eine kleine Abbildung verdeutlicht? Der damit in nächstem Zusammenhang stehende weitere Begriff

ist nicht *konsequent* oder *subsequent*, sondern die *Epigenese*. — Zur *Bruchstufe* gehörte vielleicht ein Hinweis auf *Gebirge* oder *Scholle*, wo weitere Ausführungen hierzu gemacht werden. — Bei *Ebenheit* = Rumpffläche ist pars pro toto genommen. Hier hätte man außerdem etwas über *Primär*-, *End*- und *Trugrumpf* erwartet. — Bei *Erosion* sollte die z. T. abweichende Bedeutung in anderen Sprachen erwähnt sein. — Bei *Geomorphologie* wäre, einem Vorschlag O. MAULLS folgend, die F. MACHATSCHESCHE Formulierung umzukehren: „... Lehre von den Formen der festen Erdoberfläche und den sie gestaltenden physischen Vorgängen“. Überflüssig ist die etwa gleiche Erklärung unter *Morphologie*; gemeint ist auch hier die *Geomorphologie*. *Morphogenese* kann ganz wegfallen. Denn die *Geomorphologie* schließt sie schon ein. Es gibt auch keine *Geogenese*, *Biogenese*, *Anthropogenese* usw. als eigene wissenschaftliche Forschungszweige. — Bei *Gipfelsturz* hatte F. MACHATSCHEK (*Geomorphologie* 1952, S. 94), an den sich die beiden Bearbeiter gehalten haben, geschrieben: „... und daß die höchsten Gipfel nahezu in ein und derselben Höhe liegen“, nicht aber: „... so daß die höchsten Gipfel...“. — Zu *glazial* und *glaziär* verweise ich auf meine immer noch unwidersprochen gebliebenen Ausführungen in *Pet. Geogr. Mitt.* 1951. Ebenso sollte in einem Lexikon der bei Laien zu Mißverständnissen führende Ausdruck *Zwischeneiszeit* vermieden werden. A. PENCK hat immer nur von Interglazialzeiten gesprochen. Die *Hochterrasse* ist im allgemeinen die über den (letzteiszeitlichen) Niederterrassen liegende analoge rißeiszeitliche Bildung, keinesfalls die höchste pleistozäne Schotterterrasse. *Periglaziale Gebiete* liegen doch ohne Zweifel in der direkten, nächsten Umgebung der Gletscher, nicht erst in der weiteren. — Bei der *Piedmonttreppe* hat nicht die Erscheinung als solche heftigen Widerspruch erregt, sondern W. PENCKS Erklärung hierfür. — Bei *Reliefumkehr* könnte man durch Weglassen von (Füll-)Worten den Text um die Hälfte kürzen, — und er wäre klarer. Erfreulich ist die Beigabe einer Abbildung, nur ist die zweite Zeichnung ein Beispiel für einen Härtling oder Zeugenberg, aber nicht für *Reliefumkehr*. (Bei BRINKMANN, dem die Abbildung entnommen ist, steht der Abbildungshinweis im Text an falscher Stelle; er hätte einen [Halb]satz zuvor hingehört.) — *Stufen* finden sich nicht nur in Schichtstufen-Landschaften. Es fehlt zudem der auch geologisch wichtige Begriff der *Hebungsstufen* in Tälern. — *Trockentäler* kommen auch zahlreich außerhalb der Karstgebiete vor, z. B. in ehemaligen Periglazialgebieten. — Bei *Zyklus* vermisst man einige Worte über seine Bedeutung in der *Geomorphologie*. — Ganz fehlt der wesentliche Begriff der *Vorzeitform*.

Das sind nur einige hier und dort herausgegriffene Beispiele. Sie sollen in keiner Weise die oben betonte Bedeutung des Wörterbuches und das Verdienst seiner Bearbeiter mindern. Der Referent weiß selbst am besten, wie schwierig eine lexikalische Aufgabe ist. Sollte man aber — angesichts der immer weiter fortschreitenden Spezialisierung — nicht doch besser daran gehen, mehrere Fachkollegen heranzuziehen? Denn ein einzelner kann heute unmöglich ein so riesiges Gebiet wie das der Geologie und ihrer erdkundlichen Nachbarwissenschaften allein bearbeiten. Deswegen brauchte der Umfang nicht größer zu werden und die allgemeine Verständlichkeit nicht zu leiden.

INGO SCHÄFER

## Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum

J. BÜDEL (*Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens*, Würzburger Geogr. Arbeiten 1957, S. 5—46) kommt zu dem Ergebnis, daß die fränkische „Stufenlandschaft“ entgegen der „klassischen“ Stufenlandschaftstheorie eine Rumpftreppe sei. Ihre Bildung sei am Ende des Tertiärs abgeschlossen gewesen. Das Pleistozän mit seinem Periglazialklima sei eine Zeit der Zertalung und nicht der Flächenbildung gewesen. Ein Zurückwandern von Stufen habe von Anfang an nicht stattgefunden.

H. M.

H. MENSCHING (*Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes*, Würzburger Geogr. Arbeiten 1957, S. 47—88) schreibt den pleistozänen Formenschatz der Hohen Rhön, soweit man ihn vorher glazial zu deuten versucht hatte, der sehr energischen periglazialen Formung zu.

E. WIRTH (*Morphologische und bodenkundliche Beobachtungen in der syrisch-irakischen Wüste*, Erdkunde 1958, S. 26—42) datiert die dortigen Großformen auf älteres und mittleres Tertiär und stellt eine pleistozäne Temperaturabnahme und Niederschlagszunahme und eine auch heute noch nicht zur Ruhe gekommene Verwitterung und Formung fest. Trotz vieler Übereinstimmungen seines (ziemlich feuchten) Untersuchungsgebietes mit anderen Wüsten scheint es ihm "that the possibilities of establishing general laws of a geomorphology of deserts on the basis of local observations are strictly limited. Each desert is in many respects an individuality with its own landforms and its own laws for their formation", womit er die Zielsetzung fast der gesamten bisherigen Wüstenforschung in Frage stellt.

H. M.

E. ANTEVS (*Geological tests of the varve and radiocarbon chronologies*, The Journal of Geology 1957, S. 129—148) kommt auf Grund eindrucksvoller Beweise zu dem Schluß: "The C<sup>14</sup> chronology and its correlation with Europe have unreasonable geologic and climatic implications, whereas the varve chronology synchronizes the major temperature ages in North America and Europe".

M. HOSHIAI and K. KOBAYASHI (*A theoretical discussion on the so-called "snow line", with references to the temperature reduction during the last glacial age in Japan*, Japanese Journal of Geology and Geography 1957, S. 61—75) kommen auf Grund der Diskussion der meteorologischen Bedingungen zu dem Ergebnis, daß die Schneegrenze sich nicht etwa mit der mittleren Lage der 0° C-Isotherme der Sommermonate decke, sondern "that temperature value of the isotherm is not the same at any places". Die würmezeitliche Schneegrenze in den Japanischen Alpen hat in 2700 m Meereshöhe gelegen, woraus eine würmezeitliche Temperaturdepression von 4,4 bis 6,5° C erschlossen wird.

R. J. RUSSELL untersucht die *Instability of Sea Level* (American Scientist 1957, S. 414—430): "... during the last 5000 years, no significant changes of level between sea and land have occurred along the northern coast of the Gulf of Mexico. The main rise took place between about 18 000 and 5000 Years ago". Das damalige Ansteigen des Meerespiegels sei eine Auswirkung des Abschmelzens des Eises. Als „rezente Zeit“ solle man die letzten 5000 Jahre definieren. — Besonders auch für die Erklärung der Formen des heutigen Schelfes ist diese Arbeit wichtig.

H. M.

In seiner Abschiedsrede als abtretender Präsident der Geological Society of America (*Geological geomorphology*, Bull. of the Geological Society of America 1958, S. 1—22) weist R. J. RUSSELL auf Fehlentwicklungen der früheren geographischen Morphologie hin. Gestützt unter anderem auf seine Untersuchungen über alluviale Morphologie (vgl. auch seine Arbeit *Aspects of alluvial morphology*, Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap 1957, S. 377—388) betont er "the value of a more geological geomorphology" und baut damit frühere Darlegungen seiner Adresse als Präsident der Association of American Geographers (*Geographical Geomorphology*, Annals of the Association of American Geographers 1949, S. 1—11) aus. Obwohl er vorwiegend die US-amerikanische Situation im Auge hat und das gegenseitige Wertverhältnis der Ergebnisse der „geographischen“ und der „geologischen“ Morphologie in Europa seit Jahrzehnten doch recht anders ist als in Amerika, verdienen seine Ausführungen größte Beachtung. Vgl. dazu übrigens auch die Diskussion *Geomorphology, Geomorphography, Geomorphogeny and Geography* (New Zealand Geographer 1956, S. 89—93), an der sich C. A. COTTON, H. BAULIG und W. H. WALLACE beteiligten.

J. DRESCH gibt (Bulletin de l'Association de Géographes Français 1957, S. 2—19) einen inhaltreichen Überblick über *Les types de reliefs morphoclimatiques et leurs limites dans les Andes centrales*. Er geht dabei u. a. auf die glaziale und periglaziale Formung des Gebiets und auf den Formenschatz der peruanischen Küstenwüste ein.

H. M.

Am 2. Februar 1957 fand im Geographischen Institut der Universität Paris ein *Colloque sur la morphologie du nord-est du Brésil* statt (Bulletin de l'Association de Géographes Français 1957, S. 48—70). J. DRESCH berichtete über *Les problèmes morphologiques du Nord-Est brésilien*, darunter auch über Verebnungsflächen, P. FENELON über *La plaine à inselbergs de Patos* und P. BIROT über die *Morphologie de la région de Recife*.

P. MACAR (*Les rivières synclinales: tectonique active ou tectonique passive?* Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap 1957, S. 324—341) legt die zahlreichen Erklärungsmöglichkeiten für das Verhalten von Synklinal-Flüssen dar und schätzt, daß sie in weichen Gesteinen zu 80 % subsequent und zu 20 % tektonisch bedingt sind.

A. JAHN (*Mapa pokryw i jej znaczenie geomorfologiczne*, Czasopismo Geograficzne 1956, S. 255—267, mit ausführlichem französischen Resümee: *Cartes des nappes et son importance morphologique*) unterstreicht auf Grund seiner Erfahrungen bei der morphologischen Kartierung der Sudeten die Vorteile einer gesonderten kartographischen Darstellung des oberflächlichen Lokermaterials und seiner Herkunft.

E. ACKERMANN (*Bergstürze und Schuttströme an der Wellenkalkschichtstufe Mitteldeutschlands in Gegenwart und Vergangenheit*, Natur und Volke 1958, S. 123—132) berichtet unter Beigabe zahlreicher anschaulicher Bilder über einen eindrucksvollen Bergrutsch im hessischen Bergland. Die fast katastrophale Bewegung hat am 23. Juni 1956 begonnen und ist noch heute energisch im Gange. Sie hatte sich durch Bildung von Spalten usw. schon mehrere Jahre vorher angekündigt. Die Bewegungsvorgänge sind ähnlich, aber nicht identisch mit dem *Bergrutsch an der Mackenröder Spitze bei Göttingen*, über den H. MORTENSEN und J. HÖVERMANN kürzlich berichtet haben (Premier rapport de la Commission pour l'étude des versants préparé pour le Congrès Internationale de Géographie, Rio de Janeiro 1956, S. 149—155) und an dessen Untersuchung E. ACKERMANN ebenfalls maßgeblich beteiligt war. Unter Heranziehung noch weiterer Bergrutsche unterscheidet ACKERMANN eine „Ältere“ und eine „Historische“ Generation derartiger Bergrutsche und Bergstürze in den deutschen Mittelgebirgen. Ein wichtiger Beitrag zur Kenntnis der rezenten Hangformung in gemäßigt-humiden Gebieten.

H. M.

G. V. GORBATSKI hat im Jahre 1947 als Teilnehmer einer physiogeographischen Expedition des Arktischen Instituts das Gebiet der im Jahre 1923 von SAMOJLOWITSCH so benannten Penck-Gletscher auf Novaja Semlja bereist und schildert unter dem wenig sagenden Titel *Так называемые ледники Пенка на Новой Земле и некоторые черты района их распространения*, russ., mit engl. Titel *So-called Pencks glaciers of Novaja Semlja* (Nachrichten der Geosamrussischen Geographischen Gesellschaft 1958, S. 55—58) die lebhafte Dynamik der dortigen geformenden und landschaftsbildenden Vorgänge.

H. M.

E. V. MAKSIMOW, К вопросу о древних оледенениях в Джуңгарском Алатау, russ., mit engl. Titel *On the ancient glaciation of the Dzungarian Alatau* (Nachrichten der Gesamt-russischen Geographischen Gesellschaft 1958, S. 45—48), legt an Hand des dortigen glazialen Formenschatzes in teilweiser Korrektur der früheren Anschauungen dar, daß das Gebirge im Pleistozän eine Art Fjeld-Vereisung getragen habe und daß auf der Nordseite die Zungen gewaltiger Gletscher bis in Meereshöhen von 700 bis 800 m herabgestiegen und bis in die Vorbergzone vorgestoßen seien. Zwei Eiszeiten (möglicherweise Riß und Würm) seien deutlich unterscheidbar. In den Interglazialzeiten sei das Gebiet energisch gehoben worden. Der Gletscherrückgang seit der Würmeiszeit sei möglicherweise auch heute noch nicht beendet.

H. M.

E. A. BELETSKI, В горах Западного Китая, russ., mit engl. Titel *In the mountains of Western China* (Nachrichten der Gesamt-russischen Geographischen Gesellschaft 1958, S. 14—24), berichtet über eine russisch-chinesische alpinistische Gemeinschaftsexpedition in das Mustagata- und Kongurmassiv im westlichen Chinesisch-Turkestan im Jahre 1956, wobei der Mustagata (7546 m) am 31. Juli 1956 und der etwa 35 km nördlich davon gelegene Kongurtjube-tag (7595 m) am 16. August 1956 bestiegen wurden. Ein Kartenausschnitt 1 : 300 000 enthält die heutigen Umrisse und Höhenlagen der Gletscher längs der Westflanke beider Massive. Diese Gletscher enden durchweg oberhalb 4000 m, im Durchschnitt bei etwa 4500 m Meereshöhe. Nur der auf der Ostflanke befindliche Östliche Kosel-Gletscher, der ein besonders großes Einzugsgebiet hat und mit 21 km Länge der größte Gletscher des Gesamtmassivs ist, reicht bis 3944 m herab.

I. W. BASCHENINA und fünf weitere Verfasser von der Geographischen Fakultät der Staats-universität Moskau untersuchen О генетической классификации рельефа и принципах крупномасштабного геоморфологического картографирования, russ., (Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie 1958, S. 115—120) die genetische Klassifizierung des Reliefs und die Prinzipien der großmaßstäbigen geomorphologischen Karten-darstellung. Da geomorphologische Karten je nach dem Maßstab verschiedene Anforderungen und Möglichkeiten der Darstellung, etwa das Verhältnis von Groß- zu Kleinformen betreffend, aufweisen, fordern die Verfasser für jeden Maßstab eine eigene, gewissermaßen unabhängige Legende mit jeweils zweckentsprechender Generalisierung.

R. S. WATERS untersucht am Beispiel der Landschaft von Dartmoor *Differential weathering and erosion on oldlands* (Geogr. Journal 1957, S. 503—509) unter sorgfältiger Berücksichtigung der verschiedenen Vorzeiklimate. Gestützt auf frühere Untersuchungen LINTONS (*The Problem of Tors*, Geogr. Journal 1955, S. 470—481) behandelt er u. a. auch das Problem der Felsburgen, deren erste Anlage er, übrigens in grundsätzlicher Übereinstimmung mit der deutschen Forschung, der vorwiegend vorpleistozänen Tiefenverwitterung unter feucht-heißem Klima zuschreibt.

H. M.

P. J. WILLIAMS, Some investigations into solifluction features in Norway (Geogr. Journal 1957, S. 42—55) gibt an Hand sehr detaillierten Verfolgens der Vorgänge im Gelände und exakter Berechnungen interessante Bodenprofile und gibt u. a. eine Deutung der Entstehung von Solifluktionsterrassen.

H. M.

R. P. SHARP untersucht *The latest major advance of Malaspina glacier, Alaska* (Geogr. Review 1958, S. 16—26) und datiert diesen Vorstoß auf die Zeit seit einigen Jahrhunderten. Interessante Abbildungen der Wälder, die durch den Vorstoß überfahren wurden.

H. M.

A. H. ROBINSON und N. J. W. THROWER, A new method of terrain representation (Geogr. Review 1957, S. 507—520) geben, die schon seit langem bekannte Methode des Japaners TANAKA KITIRÔ benutzend, ein Verfahren an, um aus Karten mit Höhenlinien Reliefsskizzen in orthogonaler Schrägsicht herzustellen.

J. CORBEL untersucht in zwei Arbeiten (*Karsts alpins de moyenne altitude* und *Karsts hauts-alpins*, Revue de Géographie de Lyon 1957, S. 43—56 und S. 135—158) alpine Karstformen in vorübergehend vereist gewesenem Gebiet und in Abhängigkeit von gefrorenem Boden und Schneebedeckung.

*Manuskripte:* Abhandlungen, Berichte und kleine Mitteilungen in deutscher, englischer oder französischer Sprache werden mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als 1 $\frac{1}{2}$ zeilig geschrieben in völlig druckfertigem Zustand an einen der Herausgeber:  
Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Herzberger Landstraße 2,  
Prof. Dr. J. P. BAKKER, Amsterdam/Nederland, Mauritskade 63,  
Prof. Dr. A. CAILLEUX, St. Maur/France, Avenue de la Tremouille 9,  
Prof. Dr. N. NIELSEN, København/Danmark, Studiestraße 6,  
Prof. Dr. R. J. RUSSELL, Baton Rouge/USA, Louisiana State University,  
Prof. Dr. H. SPREITZER, Wien/Österreich, Karmeliterhofgasse 2,  
Prof. Dr. F. E. ZEUNER, London/England, NW 1, Institut of Archaeology  
oder direkt an die Schriftleitung erbeten. Sie werden in der Originalsprache veröffentlicht.  
Jeder Arbeit ist am Schluß eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse anzufügen.

Korrekturen im Text sind auf das unbedingt Notwendige zu beschränken. Wesentliche Änderungen gegenüber dem Manuskript bedürfen der Zustimmung der Schriftleitung.  
Bildbeilagen, Textfiguren und Karten müssen völlig reproduktionsfähig geliefert werden.  
Nachträgliche Korrekturen daran sind ausgeschlossen.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Verfasser selbst verantwortlich.

Rezensionsexemplare werden direkt an die Schriftleitung erbeten.

Sonderdrucke: Auf Wunsch werden bis zu 100 Sonderdrucke kostenlos geliefert; eine höhere Anzahl wird berechnet. Die Bestellung muß spätestens bei Rücksendung der Fahnenkorrektur erfolgen.

# Das morphologische Werk Heinrich Schmitthenners

Von

HELMUT BLUME

Eine Arbeit von Heinrich Schmitthennner eröffnete vor 32 Jahren den ersten Band der Zeitschrift für Geomorphologie. Dieser Aufsatz (6) gehört zu den frühen Abhandlungen, in denen der junge Geograph seine Theorie des Stufenlands aufbaute, die die überragende Leistung im morphologischen Lebenswerk des inzwischen Dahingeschiedenen<sup>1)</sup> ist. Seine Theorie der Schichtstufenlandschaft bestimmt Schmitthenners Stellung innerhalb der deutschen Morphologie, auf die sie stark eingewirkt hat. In ihrer Geschlossenheit und im Hinblick auf ihre Bedeutung für die Forschung steht sie neben der DAVISSCHEN Lehre vom Erosionszyklus und der Theorie der Piedmonttreppe von WALTHER PENCK.

Es versteht sich, daß in der überaus vielseitigen Lebensarbeit Schmitthenners die Beschäftigung mit der Morphologie eine hervorragende Stellung einnimmt. Mit morphologischen Fragen befaßt sich die Mehrzahl seiner Veröffentlichungen in einem Zeitraum von über 40 Jahren. Neben Beiträgen zur regionalen Morphologie mitteleuropäischer und ostasiatischer Landschaften steht die mit der fortschreitenden morphologischen Erkenntnis immer erneute Behandlung des Problems der Stufenlandschaft.

## *Die Theorie der Stufenlandschaft*

SCHMITTHENNER hat 1954 in knapper Form „Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichstufenland“ (24) zusammengestellt. Mit dieser Ver-

<sup>1)</sup> Wenige Monate nach Schmitthenners Tode hat am 4. Mai 1957 anlässlich seines 70. Geburtstages ERNST PLEWE in einer Gedenkfeier im Geographischen Institut der Universität Marburg das wissenschaftliche Werk des Verstorbenen gewürdigt und in feinsinniger Weise das Bild seiner Persönlichkeit gezeichnet. Seine Ausführungen sind veröffentlicht als Heft 7 der Marburger Geographischen Schriften unter dem Titel: ERNST PLEWE; Heinrich Schmitthennner. Eine Würdigung anlässlich seines 70. Geburtstages. Marburg 1957. In der SCHMITTHENNER-Festschrift, Pet. Mitt. 98, H. 4, 1954, gibt PLEWE eine biographische Skizze (S. 241—243) und F. TICHY ein Verzeichnis der wissenschaftlichen Veröffentlichungen (S. 330—332). — Die morphologischen Arbeiten Schmitthenners sind am Schlusse des vorliegenden Aufsatzes zusammengestellt. Darauf beziehen sich die im Text in Klammern angegebenen Zahlen.

öffentliche, die seine seit 1913 entwickelten Auffassungen sehr übersichtlich zusammenfaßt, wollte Schmitthenner die Grundlage für eine erneute Diskussion der Stufenlandschaft liefern. Er entschloß sich zu der nochmaligen Darstellung, nachdem TRICARTS Untersuchung des östlichen Pariser Beckens vorlag<sup>2)</sup>, jenes Gebietes, in dem Schmitthenner seinerzeit seine Theorie entwickelt hatte. Die m. E. wesentlichsten Punkte seiner Auffassung der Stufenlandschaft sind folgende:

Überall auf der Erde kommt es in Gebieten flach oder schwach geneigt lagernder, verschieden widerständiger Gesteine zur Ausbildung von Schichtstufenlandschaften. Die Oberflächengestaltung dieser Gebiete beherrschen wellige, im Schichtfallen geneigte Ebenheiten (Landterrassen), die von Steilstufen (Schicht- oder Landstufen) getrennt werden.

Die Schichtstufen werden in ihrem oberen Teil von widerständigem, wasserdurchlässigem Gestein, im unteren Teil ihres Hanges von der unterlagerten, wenig widerständigen und undurchlässigen Schicht gebildet. Die Höhe der sich dem Schichtfallen entgegengesetzt abdachenden Stufen hängt von der Mächtigkeit und der Neigung der widerständigen Gesteinstafel ab. Doch fällt die Oberkante der Stufe (Trauf) nur selten mit der Oberfläche der widerständigen Schicht zusammen. Der Verlauf der Schichtstufen folgt dem Schichtstreichen bzw. einem Fazieswechsel. Dabei verursachen Schichtmulden und Gräben Vorsprünge, Schichtsättel und Horste Einbuchtungen der Stufe. Die Reste einer zurückgewichenen Stufe (Zeugenberg) finden sich fast immer in Schichtmulden bzw. Gräben. Die Zeugenberg gliedern die Schichtstufen, und Quelltälchen lösen sie in Berg Rücken und Bergnasen auf. Die großen Täler, die das Stufenland durchziehen, bilden hingegen große Stufenbuchten, deren Boden die Fortsetzung der Landterrassen ist. Der fast immer im wenig widerständigen Gestein liegende Stufenfuß ist das untere Ende, die Stufentrauf das obere Ende einer Landterrasse. Eine Schichtstufe kann in ihren einzelnen Abschnitten verschieden alt sein, je nachdem ob die Tiefenerosion in den Tälern kräftig voranschreitet oder zur Ruhe gekommen ist. Während die Schichtstufe stets ungefähr so alt ist wie das untere Ende der Landterrasse vor dem Stufenfuß, ist sie immer erheblich jünger als der an ihrer Trauf beginnende obere Teil der höheren Landterrasse.

Dünne Lagen wenig widerständigen Gesteins rufen nur gesimseartige Unterbrechungen des Steilanstiegs der Schichtstufen hervor, während mächtige Lagen wenig widerständiger Schichten zur Bildung von Landterrassen führen. Die Landterrassen fallen nicht mit einer Schichtoberfläche zusammen, sind also keine Struktur-, sondern Schnittflächen. Sie beginnen an der Stufentrauf im widerständigen Gestein und ziehen zum Fuß der nächsthöheren Stufe hin in das wenig widerständige Gestein hinein, wobei sie in ihrem oberen und unteren Teil flacher sind als das Schichtfallen und nur in ihrem mittleren Abschnitt vielfach stärker geneigte Strukturflächen darstellen. Der untere, im wenig widerständigen Gestein ausgebildete Teil der Landterrassen wird durch ein engmaschiges Dellen-system gegliedert und schmiegt sich dem Sohlenniveau der größeren Täler an; aber schon in ihrem mittleren Teil erhebt sich die Landterrasse unabhängig von ehemaligen Talböden merklich über die Talsohlen. Auch hier zeigen die welligen

<sup>2)</sup> TRICART, J.: La Partie orientale du Bassin de Paris, 3 Bde., Paris 1949—1951. Ders.: Die Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken, Pet. Mitt. 95, S. 98—104, 1951.

Riedelflächen zwischen den Tälern ein Dellennetz, das aber im widerständigen Gestein weitmaschiger ist als im unteren Teil der Landterrasse. Besonders locker erscheint das Dellennetz im oberen Abschnitt der Landterrasse, die an der Stufentrauf endet. Nicht immer bildet die Stufentrauf die höchste Erhebung der Landterrassen. Die Breite der Landterrassen hängt von der Neigung und Mächtigkeit, aber auch vom Grade der Widerständigkeit der Gesteinstafeln ab<sup>3)</sup>. Die oberen Teile der Landterrassen sind älter als die unteren, weil die Landterrassen durch das Rückwandern der Stufen entstehen bzw. zerstört werden.

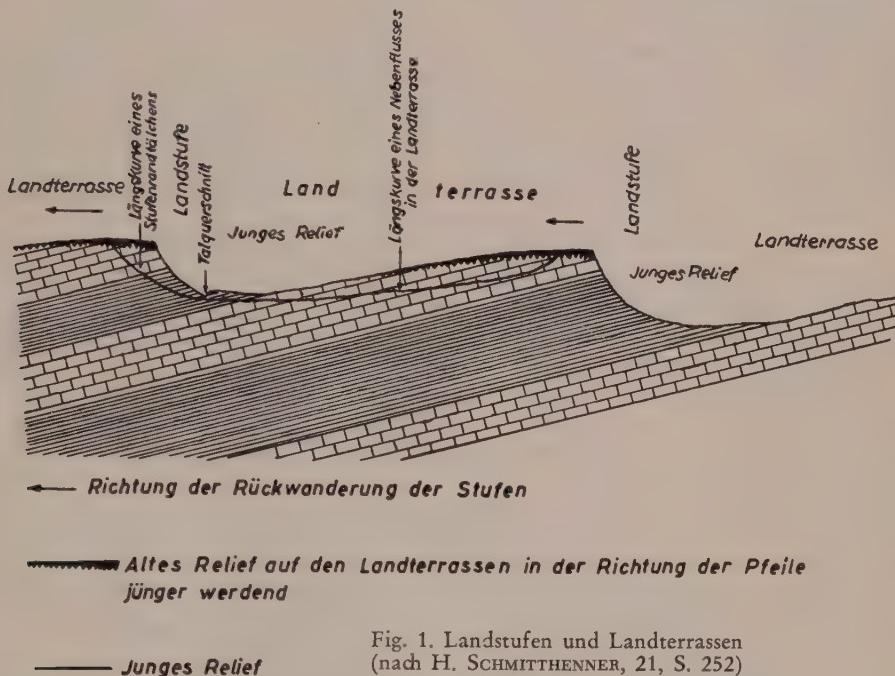


Fig. 1. Landstufen und Landterrassen  
(nach H. SCHMITTHENNER, 21, S. 252)

Die erste Schichtstufe bildet sich mit der Zerschneidung der obersten (stratigraphisch jüngsten), die unterste, jüngste Schichtstufe mit der Zerschneidung der untersten (stratigraphisch ältesten) widerständigen Schicht. Mit der obersten Schichtstufe entsteht die oberste Landterrasse (Dachlandterrasse), mit der untersten Stufe die unterste Landterrasse (Basislandterrasse). Die Basislandterrasse zieht aus dem wenig widerständigen Gestein an ihrem unteren Ende in das Grundgebirge hinein, dessen Rumpffläche durch die Abtragung der Sedimenttafeln wieder aufgedeckt wird. Im Rumpfgebirgsfundament kann es nicht zur Bildung von Schichtstufen und Landterrassen kommen. Das Rumpfgebirge erhebt sich vielmehr meist in Gestalt einer Piedmonttreppe über die Basislandterrasse und stellt daher einen ganz andersartigen Typ der Oberflächengestaltung dar. Die Abtragung der Sedimenttafeln über einem Rumpfgebirgssockel erfolgt durch das

<sup>3)</sup> Die Beziehungen von Breite und Höhenanstieg der Landterrassen lassen sich geometrisch nach SCHMITTHENNER als Hyperbel darstellen (24, S. 7).

Wandern aller Schichtstufen und Landterrassen; sie wird jeweils durch die erosive Zerschneidung der widerständigen Gesteinstafeln infolge Hebung ausgelöst.

Reste älterer Formen wie z. B. Talböden kommen nur in den oberen Teilen der Landterrassen vor, während junge Aufschotterungen sich in den Tälern im unteren Abschnitt der Landterrassen finden können. Eine Stufenlandschaft kann durch Schotter, Sande usw. vollständig zugedeckt oder so „verkleibt“ werden, daß nur die oberen Teile der Stufen und Landterrassen aus den Aufschüttungen aufragen. Mächtige Aufschüttungen führen u. U. zur Fossilisierung der Stufen. Die auf einer derartigen Schotterfläche fließenden Gewässer vermögen die über sie aufragenden Stufenreste durch seitliche Erosion zu beseitigen. So entstandene Flachformen verschwinden, wenn die Stufenlandschaft wieder in den Abtragungsbereich rückt, d. h. die Schotterdecke ausgeräumt wird und das Wandern der Stufen und Landterrassen aufs neue einsetzt. Dieses Wiederaufleben der Stufenlandschaft erfolgt durch die sich von der Oberfläche der „Verkleibung“ epigenetisch eintiefenden Gewässer und kann zu erheblichen Veränderungen im Bilde der Stufen und Landterrassen gegenüber der Zeit vor der Zuschotterung führen.

### *Die Entwicklung der Theorie der Stufenlandschaft*

Die Theorie der Stufenlandschaft beschäftigte Schmitthenners sein ganzes Leben lang. Deren Grundkonzeption aus seinen früheren Jahren hat er immer wieder neu unterbaut und vertieft. Stets war er darum bemüht, ihre Gültigkeit auch gegenüber andersartigen morphologischen Erkenntnissen darzutun.

Schmitthenners Beschäftigung mit den Fragen der Formenentwicklung im Schichtstufenland setzte mit seiner Dissertation ein. Er promovierte 1913 in Heidelberg bei ALFRED HETTNER mit einer Arbeit über „Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes“ (1). Schon in dieser Untersuchung hat Schmitthenners die Grundlagen seiner Theorie der Stufenlandschaft entwickelt. Die morphologische Forschung stand damals stark unter dem Einfluß der DAVISSchen Lehre, an der aber unter den deutschen Geographen besonders HETTNER heftig Kritik übte. Nach der DAVISSchen Auffassung entsteht eine Schichtstufenlandschaft zweizyklisch, d. h. durch erneute Zerschneidung aus einer alle Schichten einer geneigten Sedimentdecke gleichmäßig abschneidenden Fastebene. Gerade erst war die DAVISSche Deutung der Stufenlandschaft 1909 von SCHEU<sup>4</sup>) auf das südwestdeutsche Gebiet übertragen worden. Schmitthenners jedoch wandte sich gegen die DAVISSche Annahme einer die Stufentraufen kappenden Rumpffläche. Er sah in der Kappungsebene „lediglich eine Gedankenbrücke, über die man die Erklärung der zonaren Anordnung der Gesteine umgehen kann“ (1, S. 58).

Die Untersuchungen des jungen Schmitthenners waren ursprünglich „als ein positiver Beitrag zu HETTNERS Kritik“ (25, S. 11) an der DAVISSchen Lehre gedacht. Sie wuchsen aber über diese Zielsetzung weit hinaus. Sie führten über die ersten Ansätze, die sich in HETTNERS Arbeiten über das Elbsandsteingebirge finden, zu einer von Schmitthenners selbstständig ausgebauten Theorie der Stufenlandschaft. HETTNER hatte die Ebenheiten der Sächsischen Schweiz 1887<sup>5</sup>), im Geburtsjahr Schmitthenners, als fluviatile Einebnungsflächen gedeutet, sie je-

<sup>4)</sup> SCHEU, E.: Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft, *Forsch. z. dtsh. Landes- u. Volkskde.*, Bd. 18, H. 4, Stuttgart 1909.

<sup>5)</sup> HETTNER, A.: *Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz*, *Forsch. z. dtsh. Landes- u. Volkskde.* Bd. 2, H. 4, Stuttgart 1887.

doch 1903<sup>6)</sup>), zehn Jahre von Schmitthenners Dissertation, als gesteinsbedingt aufgefaßt, d. h. als Landterrassen, die an die in den Quadersandstein eingeschalteten Lagen des wenig widerständigen Pläners geknüpft sind. Man wußte damals noch nicht, daß die Landterrassen nur im Ausnahmefall, nämlich nur bei horizontaler Schichtlagerung, Strukturflächen darstellen. Für die Erkenntnis des Formenschatzes der Stufenlandschaft war es daher von großer Wichtigkeit, daß Schmitthennner im Schwarzwald erkannte, daß die Buntsandsteinlandterrasse die verschiedenen Abteilungen des Buntsandsteins in spitzem Winkel schneidet, d. h., wie alle Landterrassen bei geneigter Schichtlagerung, eine Schnittfläche ist.

Große Bedeutung besitzt bei den Schmitthennerschen Untersuchungen im Schwarzwald auch die Beobachtung der an der Buntsandsteinstufe wirkenden Kräfte. Lineare Quellerosion und die flächenhaften Vorgänge der Ausspülung durch Sickerwässer und des Kriechens in feinerdigem Material verursachen nach Schmitthennner das Rückwandern einer Stufe. Schmitthennner zeigt, wie der Schwarzwald infolge Hebung von seiner mesozoischen Schichtdecke durch Rückwandern der Stufen befreit wurde und wie durch das Wandern der Buntsandsteinstufe die Rumpffläche des Grundgebirgsfundaments freigelegt wird. Die Rückverlegung der Stufen lässt nach Schmitthennner die Landterrassen entstehen. Die von Schmitthennner gründlich untersuchte unterste Landterrasse des südwestdeutschen Stufenlandes, die Rumpffläche des Grundgebirgssockels, wird durch Hohlformen gegliedert, die „eher Dellen denn Täler“ (1, S. 43) sind. Diese entstehen nach Auffassung Schmitthenners erst bei der Freilegung der Rumpffläche, und in ihnen vollzieht sich der Transport des Buntsandsteinmaterials zu den in das Grundgebirge eingetieften Tälern.

Während Schmitthennner den Vorgang der Stufentrückwanderung bereits in seiner Dissertation überzeugend nachweisen und damit die Notwendigkeit der Annahme einer die Stufen kappenden Rumpffläche verneinen konnte, befriedigte seine Erklärung der Entstehung der Landterrassen nicht. Doch schon bald führten seine Beobachtungen in der lothringischen Stufenlandschaft zu einer vollkommenen Klärung auch des Mechanismus der Bildung von Landterrassen. Schmitthennner war während des ersten Weltkrieges mehrere Jahre als Geologe in Lothringen tätig. Die Ergebnisse seiner morphologischen Untersuchungen in diesem Gebiet sind in einer Arbeit enthalten, mit der er sich 1919 in Heidelberg habilitierte, die aber erst 1923 stark gekürzt veröffentlicht werden konnte (4). Die wesentlichste Erkenntnis, die nun voll ausgereifte Theorie der Stufenlandschaft, hatte er bereits 1920 in einem Aufsatz in der Geographischen Zeitschrift (2) vorgelegt. Sie besagt, daß die die Landterrassen gliedernden Dellen, die Schmitthennner bereits in der Basislandterrasse des Schwarzwaldes beschrieben und zu deuten versucht hatte, „Ergebnis, aber zugleich auch Organe der Abtragung sind“ (6, S. 11), durch die die Landterrassen flächenhaft erniedrigt werden. Die Dellen in ihrer Bedeutung für die Entstehung der Stufenlandschaft hat Schmitthennner in einem besonderen Aufsatz behandelt, mit dem 1925 die Zeitschrift für Geomorphologie eröffnet wurde (6). „Dellen sind flache, langgestreckte, oft auch verzweigte Hohlformen von gleichsinnigem Gefälle, deren Wände in sanfter Rundung ineinander übergehen, ohne gegen eine Sohle abgesetzt zu sein. Diese

<sup>6)</sup> HETTNER, A.: Die Felsbildungen der Sächsischen Schweiz, Geogr. Zschr. 9, S. 608—626, 1903.

Rundung und das Fehlen eines dauernd fließenden Baches unterscheidet die Dellen von flachen Tälern (6, S. 4). . . . In unserem Klima entstehen die Dellen durch die gemeinsame Arbeit des abrinnenden Wassers und der Bodenbewegung, des Kriechens, des Abwärtsrückens und der Ausspülung des Schuttes“ (6, S. 10).

Die starke Herausstellung der Dellen und ihrer Bedeutung für die Entwicklung der Landterrassen brachte es mit sich, daß Schmitthenners Auffassung der Entstehung der Stufenlandschaft oft überspitzt als „Dellentheorie“ bezeichnet wurde, obwohl die Dellen nur die Gestaltung der Landterrassen, nicht aber die Stufenbildung erklären. Wenn die Heidelberger Studenten seinerzeit scherhaft sagten: „Der Herr P. D. erfand die Delle, Denudation geht damit schnelle“ (25, S. 68), so zeigt dies, wie Schmitthennner meint, eine berechtigte Kritik an einer zu starken Einschätzung der Dellen für die Entstehung der Stufenlandschaft. Schmitthennner weist daher in seiner letzten Arbeit mit Nachdruck darauf hin (25, S. 14 u. 68), daß an der Gestaltung der Landterrassen neben den Dellen auch die Flach- und die zum Teil stark eingeschnittenen Hochflächentälchen beteiligt sind. Mit der Erklärung der Entstehung der Landterrassen hatte Schmitthennner jedenfalls seine Theorie der Stufenlandschaft ausgebaut und eine in sich geschlossene, auf umfangreiche Geländebeobachtungen gestützte Auffassung entwickelt. So konnte er den Versuch unternehmen, auf Grund von Karten- und Literaturstudien auch die Stufenlandschaft am Nil und in der libyschen Wüste darzustellen und zu deuten (12).

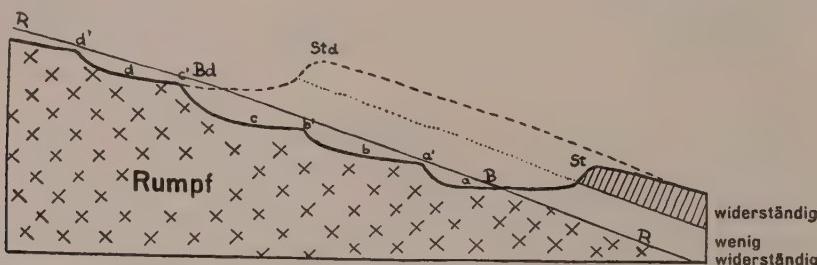


Fig. 2. Die Abtragung in einer Rumpfmasse und im Schichtstufenland bei einheitlicher Hebung.  
a, b, c, d = Die Piedmonts einer Rumpftreppe; a' b' c' d' = Die Kanten der Piedmontstufen. Sie liegen in der Nähe des alten Rumpfes R; B = Basislandterrasse der anschließenden Stufenlandschaft St und zugleich unterstes Piedmont a; Bd = Luftkonstruktion der einst zum Piedmont d gehörenden Basislandterrasse und der zugeordneten, inzwischen zurückgewanderten Schichtstufe Std (nach SCHMITTHENNER, 25, S. 28)

„Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Stufenlandschaft eine der großen endgültigen Skulpturformen der Erdoberfläche ist, der die Abtragung in allen flachgelagerten Schichtgebieten zusteht, die sich aber sehr bald bildet und dann unter steter Umbildung sich dauernd erhält. Die Rumpfflächen, die Peneplains, sind auf die stark gefalteten Gebirge mit ihren kristallinen Kernen und eruptiven Stöcken beschränkt und bilden sich erst als Endprodukt einer sehr langen gleichmäßigen Entwicklung heraus“ (4, S. 70). Diesen schon früh geäußerten Gedanken und damit die Frage der Beziehung von Schichtstufenland und Rumpfgebirge hat Schmitthennner in späteren Arbeiten (11, 20, 21) aufgegriffen und ausführlich

<sup>7)</sup> PENCK, W.: Die morphologische Analyse, Stuttgart 1924.

<sup>8)</sup> BRAUN, G.: Synthetische Morphologie, 45./46. Jb. d. Pommerschen Geogr. Ges., S. 1—23, bes. S. 14, Greifswald 1929.

behandelt. Inzwischen hatte W. PENCK seine Theorie der Piedmonttreppen entwickelt<sup>7</sup>) und BRAUN versucht, diese auf die Stufenlandschaft anzuwenden<sup>8)</sup>. In den verschiedensten Rumpfgebirgen waren Systeme verschieden hoch liegender Rumpfflächen bzw. Piedmonttreppen beschrieben worden, deren Bildung man meist als Folge einer intermittierenden Hebung ansah. Schmitthennner zeigte nun, wie in einer aufsteigenden, einheitlichen tektonischen Scholle, in der der alte Gebirgsrumpf unter der Sedimenttafel zum Vorschein gekommen und in Abhängigkeit von der intermittierenden Hebung eine Flächentreppe entstanden ist, die jeweils in Ausbildung begriffene Piedmontfläche gleichsinnig in das auf dem Rumpf lagernde, wenig widerständige Gestein hineinzieht. Die zu irgendeinem Zeitpunkt jeweils unterste Piedmontfläche ist also zugleich die Basislandterrasse der Stufenlandschaft. Bei erneuter Hebung erfolgt im Gebirgsrumpf die Zerschneidung der soeben ausgebildeten Fläche, und das Nachlassen der Hebung hat die Bildung einer neuen, in die alte eingeschalteten Piedmontfläche zur Folge. In dem den Gebirgsrumpf umschließenden Stufenland aber verursacht die Hebung ein erneutes Zurückweichen der Stufen und Landterrassen, das solange andauert, wie die Hebung anhält. „Könnte man in größere Vergangenheit zurückschreitend für einen Gebirgsrumpf und die daran anschließende Stufenlandschaft einigermaßen gleichalte und gleichartige tektonische Bewegungen nachweisen, so könnte man aus den Rumpftreppen abzählen, wie viele Stillstandslagen der Schichtstufen vorhanden waren“ (21, S. 257).

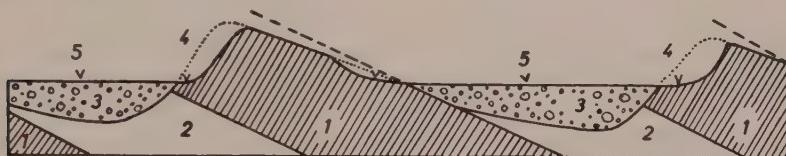


Fig. 3. Eingekerbt erosive Platten ins widerständige Gestein einer bis über dem Quellhorizont an den Stufen verkleibten Schichtstufenlandschaft. 1 = Widerständiges Gestein; 2 = wenig widerständiges Gestein; 3 = Verkleibungen; 4 = ursprüngliche Form der Landterrassen und der Schichtstufen; 5 = Verkleibungsniveau (Verkleibungsfläche) (nach SCHMITTHENNER, 25, S. 79)

Nach Schmitthennner ist die Formenentwicklung im Stufenland und in Gebirgsrumpfen durchaus verschiedenartig. Die parallelen Unstetigkeitsflächen einer Sedimenttafel fehlen den Rumpfmassen. Daher können sich Schichtstufen und Landterrassen nicht in den Rumpfgebirgen ausbilden, wie umgekehrt Piedmontflächen nicht in den Schichtstufenländern entstehen. Allenfalls bei der Zuschartung einer Stufenlandschaft können in die über die Lockermassen aufragenden Stufenkörper „randlich von unten her (durch seitliche Erosion) Flachformen hineingearbeitet werden, die man Piedmontflächen nennen könnte“ (20, S. 310). Schmitthennner hat dies am Beispiel der Muschelkalkstufe in Thüringen erkannt (18, 19). Doch sah er hierin nur einen Sonderfall. Vielmehr „wird man innerhalb der Landterrassen wohl meistens vergeblich nach Piedmontstufen suchen“ (21, S. 255). Nur ein gemeinsames Formenelement besitzen die beiden so verschiedenartigen Typen der Oberflächengestaltung, das Schichtstufenland und die Rumpfgebirge: die Basislandterrasse; in ihr berühren sich beide Landschaften. Die Basislandterrasse ist als unterste Piedmontfläche bzw. als unterste Landterrasse Bestandteil sowohl der Rumpfmassen wie der Schichtstufenländer.

Gerade im Hinblick auf Schmitthenners Ansicht, daß es im Schichtstufenland nicht zur Rumpfflächenbildung komme, ist an seiner Theorie besonders in jüngerer Zeit vielfach Kritik geübt worden, nachdem in verschiedenen Gebieten festgestellt worden war, daß Rumpfflächen auch im Bereich schwach geneigter Schichtlagerung auftreten. MORTENSEN z. B. hat auf Grund dieses Befundes die Stufenlandschaft als eine „Austauschlandschaft“ der Rumpfflächenbildung aufgefaßt. Er sieht zwischen Stufenlandschaft und Rumpfflächen keinen prinzipiellen Unterschied und ist der Ansicht, daß sich im Bereich der Sedimenttafeln Schichtstufenlandschaften oder Rumpfflächen gleichzeitig bilden können und daß da zwischen eine Reihe von Übergängen besteht<sup>9)</sup>.

In seiner letzten Arbeit nimmt Schmitthennner ausführlich zu dieser Frage Stellung. Er weist darauf hin, daß in den Landterrassen häufig „die Flächen des Schichtstufenlandes über gestörte Schichtlagerung endrumpfartig hinziehen“ (25, S. 39). Schon bei seinen Untersuchungen im Schwarzwald war ihm eine Fläche aufgefallen, die gleichmäßig über Granit und Buntsandstein hinweggeht. Er erklärte sie damals dadurch, daß eine Verwerfung zwei zur Ausbildung von Flächenstücken neigende geologische Horizonte „zufällig in die gleiche Höhe gebracht“ (1, S. 41) habe. Auf Grund der Tatsache, daß in den Landterrassen die tektonischen Unebenheiten überwältigt werden, können diese Schnittflächen nach Schmitthennner keinesfalls als Rumpfflächen bezeichnet werden. Gewiß sind die Landterrassen wie die Rumpfflächen Skulpturflächen. Doch wird ihre Bildung durch die Gesteinslagerung gesteuert, die der Rumpfflächen aber durch die Flussniveaus. „Selbständige Piedmontflächen und Piedmontstufen bilden sich im Schichtstufenland nicht“ (25, S. 36). „Zu echten Rumpfflächen, die bei einer Endphase der Tiefenerosion gebildet wurden, gehört eine weite Ausdehnung von deutlicher Selbständigkeit, ein deutlicher Zusammenhang mit dem System der Piedmontflächen und Piedmontstufen im benachbarten Grundgebirge“ (25, S. 39). Allerdings kann die Stufenlandschaft nach Schmitthennner bei langanhaltender tektonischer Ruhe so abgeflacht werden, daß sie rein äußerlich einer Rumpffläche ähnlich wird. „Aber die Gegensätzlichkeit des Gesichtswinkels in der Auffassung der Flachgebilde ist damit nicht behoben; denn es ist ein Unterschied, ob man die Flachsysteme im Tafelland dem Vorgang der Rumpfflächenbildung zumisst oder ob man die durch die verschiedene Widerständigkeit der Schichten gesteuerte Abtragung erosiver und denudativer Art, also das Prinzip der Stufenlandschaft, voranstellt und damit auch die Eingliederung der Flächen in Landterrassen“ (25, S. 51). Schmitthennner erkennt an, daß es an einzelnen Stellen im Bereich der Sedimenttafeln nicht zur Ausbildung einer Stufenlandschaft gekommen ist, obwohl eine solche nach seiner Theorie zu erwarten wäre. Es handelt sich seiner Auffassung nach bei diesen Regelwidrigkeiten um Ausnahmen. „Wenn eine Regel nicht überall zutrifft, so braucht sie darum nicht falsch zu sein, bestätigen doch nach dem landesüblichen Ausdruck die Ausnahmen die Regel, aber nur dann, wenn die Ausnahmen durch besondere Verhältnisse erklärbar sind“ (25, S. 51). Und davon, daß sie es sind, war Schmitthennner überzeugt.

### *Die Theorie der Stufenlandschaft und die Klimamorphologie Der in den verschiedenen Klimaten der Erde unterschiedlichen Art und Wir-*

<sup>9)</sup> MORTENSEN, H.: Rumpfflächen — Stufenlandschaft — Alternierende Abtragung, Pet. Mitt. 93, S. 1—14, 1949.

kung der abtragenden Kräfte ist sich Schmitthennner stets bewußt gewesen. Schon in seiner Dissertation vertrat er die Ansicht, für die Vorgänge von Verwitterung und Denudation sei das Klima der wichtigste Faktor (1, S. 8), und mit einer klimabedingten Aufschotterung in den Tälern hat er schon früh gerechnet (1, S. 84; 5, S. 237). Bei seinen Arbeiten in Lothringen konnte er Verwitterungsbildungen unterschiedlichen Alters feststellen, neben rezentem Schutt tertiäre Böden und mächtige diluviale Kalkgrusmassen. Seine Beobachtungen über die im Verhältnis zur Gegenwart stärkeren Denudationsvorgänge während der diluvialen Kaltzeiten, die in der Abhandlung über „Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel“ (4) nur kurz mitgeteilt wurden, hat Schmitthennner 1951 ausführlicher dargestellt und den Erkenntnissen der Klimatemorphologie entsprechend neu gedeutet (23). Wie TRICART rechnet auch er in seinem lothringischen Arbeitsgebiet mit einer starken periglazialen Solifluktion. Wenn aber TRICART der Auffassung ist, in den leicht zerfrierbaren kreidigen Kalken Lothringens sei es in den Kaltzeiten durch Bodenfluß zur Ausbildung von Einebnungsflächen, periglazialen Peneplains, gekommen, so möchte Schmitthennner in solchen Bildungen nicht selbständige Verebnungsflächen, sondern nur „glaziär überarbeitete Stücke einer Schichtstufenlandschaft, in ihrer Entstehung durch die Gesteinsverhältnisse bedingt“ (25, S. 57) sehen. Auch wendet er sich gegen die Auffassung TRICARTS, daß es in den Kaltzeiten keine Quellerosion gegeben habe. Vielmehr glaubt Schmitthennner, daß die Quellerosion und damit die Abtragung an den Stufen durch Quellausbrüche wirksam gewesen sei. Die Erkenntnis von TRICART, daß die Widerständigkeit eines Gesteins in verschiedenen Klimaten unterschiedlich sein könne, hält Schmitthennner für sehr wesentlich, doch setzt sich nach seiner Auffassung das von der Gesteinslagerung gesteuerte Prinzip der Stufenlandschaft stets durch.

Auf seiner großen Chinareise in den Jahren 1925 und 1926 stellte Schmitthennner im Norden und Süden dieses Landes umfangreiche morphologische Beobachtungen an, die ihm erlaubten, auf der 89. Tagung der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte in Düsseldorf (1926) im Rahmen der von F. THORBECKE organisierten Vortragsreihe „Morphologie der Klimazonen“ erstmalig die Besonderheiten der Oberflächengestaltung im außertropischen Monsunklima zu behandeln (10, vgl. S. 160). Auch bei seiner Betrachtung der Stufenlandschaft am Nil war sich Schmitthennner der Bedeutung des Klimas für die Entstehung der Formen wohl bewußt. Die Frage, ob die Stufenlandschaft in diesem Gebiet eine Gegenwarts- oder Vorzeitform ist, d. h. ob sie dem Trockenklima der Gegenwart oder dem Pluvialklima der Vergangenheit entspricht, bezeichnete er als das große morphologische Problem Nordost-Afrikas. In dieser Frage sich nicht übereilt zu entscheiden, war Schmitthennner vorsichtig genug, doch äußerte er die Vermutung, daß auch im Trockenklima eine Stufenlandschaft entstehen könne. „Wie Dellenbildung, Abspülung und Kriechen denudativ im feuchten Klima die flachen Landterrassen erzeugen, scheint in der Wüste die Windwirkung die flächenhafte Abtragungskraft zu sein, die weiches Material hinwegnimmt und weithin die harten Gesteinstafeln bloßlegt, so daß Stufenlandschaften entstehen können“ (12, S. 539).

Die kräftige Entwicklung der Klimatemorphologie in jüngster Zeit veranlaßte Schmitthennner, in seiner letzten Arbeit den Einfluß der klimatischen Komponente auf die Stufenlandschaft ausführlich zu behandeln. Er setzt sich vor allem

mit der von MORTENSEN und TRICART geäußerten Ansicht auseinander, daß die Stufenlandschaft auf eine alternierende Abtragung zurückgehe. Nach der Auffassung dieser Autoren entstehen die Landterrassen in Zeiten der Flächenbildung, die an die Schichtfluten des wechselfeuchten Klimas der randlichen Tropen geknüpft ist<sup>10)</sup>, die Stufen aber in Perioden eines humiden Klimas, das durch Quell- und Flusserosion gekennzeichnet wird. Die Stufenlandschaft wird also sozusagen klimatisch zweizyklisch erklärt.

Schmitthenners Beobachtungen im wechselfeuchten Klima Südostasiens zeigen nun, daß die Schichtstufen in Gebieten, in denen Flächenspülung wirksam ist, nicht etwa ausgelöscht, sondern eher verstellt werden und daß die Quellerosion auch dort eine Rolle spielt. Die Landterrassen erfahren eine kräftige Abtragung „in typischer Niedrigerschaltung flacher Formen“ (25, S. 61). Ebenso wie in wechselfeuchten bzw. semiariden Klimaten können nach Schmitthenners Schichtstufenlandschaften auch im ariden Klima entstehen und erhalten bleiben, wenn die Formen im einzelnen auch anders als im humiden Klima gestaltet sind. Nur dort, wo in den Wüsten in jüngerer Vergangenheit ein feuchtes Klima geherrscht hat, ist der Formenschatz der Stufenlandschaft dem uns aus Mitteleuropa vertrauten Bilde sehr ähnlich, während in den Kernwüsten die Stufenlandschaft bestimmte Besonderheiten besitzt. So zeigen z. B. die Schichtstufen hier nicht die im feuchten Klima allgemein starke Auflösung, weil die Quellen eine viel geringere Rolle spielen. Doch „was sich im Gelände bestimmt durchsetzt, ist die verschiedene Widerständigkeit gegen die Denudation der Wüste, wohl in der Hauptsache gegen die Deflation“ (25, S. 63). Schmitthenners hält es für wahrscheinlich, daß auch im immerfeuchten tropischen und im winterfeuchten Klima, aus denen entsprechende Beobachtungen noch nicht vorliegen, die Stufenlandschaften Eigentümlichkeiten besitzen. Wie sehr das Formenbild im einzelnen aber auch variieren mag, überall im Bereich der Sedimenttafeln handelt es sich nach Schmitthenners um Stufenlandschaften, in denen in Abhängigkeit von der Ge steinslagerung Schichtstufen und Landterrassen das Formenbild bestimmen.

Als Krönung und Abschluß seiner jahrzehntelangen Beschäftigung mit den Problemen der Stufenlandschaft darf man die beiden in seiner letzten Arbeit enthaltenen Sätze bezeichnen: „Die Stufenlandschaften sind der einzige Landschaftstyp, in dem bestimmte Regeln, die man fast Gesetze nennen könnte, auftreten“ (25, S. 9). „Die Schichtstufenlandschaft ist ein Ausdruck des inneren Baues, an den sich die Landoberfläche in allen Klimaten und in allem klimatischen Wechsel anpaßt“ (25, S. 66).

Wie immer man in Zukunft die Stufenlandschaft deuten wird, man muß sich mit der im wesentlichen von Schmitthenners entwickelten, von BÜDEL<sup>11)</sup> als „klassisch“ bezeichneten Theorie der Stufenlandschaft auseinandersetzen. Auf umfangreiche Geländebeobachtungen gestützt vermochte Schmitthenners eine große, in ihrer Geschlossenheit und Prägnanz bestechende Lehre vom Formenschatz des Stufenlandes zu entwickeln, die ohne Zweifel bleibend auf die morphologische Forschung einwirken und in der Geschichte der Geomorphologie für immer ihren Platz behalten wird.

<sup>10)</sup> Nach TRICART bilden sich auch im periglazialen Bereich Einebnungsflächen (s. S. 157).

<sup>11)</sup> BÜDEL, J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens, in: Beiträge zur Geographie Frankens, S. 5—46, Festschr. z. 31. Dtsch. Geographentag in Würzburg, Würzburger Geogr. Arbeiten H. 4/5, Würzburg 1957.

### *Die Arbeiten zur regionalen Morphologie*

Mit den Formen mitteleuropäischer und ostasiatischer Landschaften hat Schmitthennner sich mehrfach beschäftigt. Neben den genannten Untersuchungen über die Oberflächenformen des nördlichen Schwarzwaldes (1) und Lothringens (4), in denen Schmitthennner seine Theorie der Stufenlandschaft entwickelte, lieferte er eine ganze Anzahl von regionalen Spezialuntersuchungen mitteleuropäischer und ostasiatischer Landschaften. Auf Grund seiner Arbeiten im nördlichen Schwarzwald (1, 7) und der Untersuchung des Neckartals im Odenwald (3, 8) sowie der Heidelberger Talbucht (5) konnte er seine Gedanken zur Morphogenese Südwestdeutschlands in einem Aufsatz zusammenfassen, der die Beziehungen der südwestdeutschen Stufenlandschaft und des Oberrheingrabens klärt (9). Die Brüche der Rheinebene durchschneiden rücksichtslos die in ihren Grundzügen weit ältere Stufenlandschaft, unter der auf den beiden Seiten des Rheintalgrabens das Grundgebirgsfundament infolge einer allerdings unterschiedlichen Tektonik freigelegt worden ist. Auch in Thüringen hat Schmitthennner im Bereich einer Schichtstufenlandschaft gearbeitet und sich insbesondere mit der Muschelkalkstufe befaßt, deren tertiäre Zuschotterung und Fossilisierung sowie spätere teilweise Wiederaufdeckung infolge erneuter Einschneidung er nachweisen konnte (18, 19). Damit lieferte Schmitthennner den Beweis dafür, daß eine Stufe in ihrem Verlauf durchaus verschiedenes Alter besitzen kann. Gerade diese Beobachtungen in Thüringen ließen ihn seine Auffassung über die Möglichkeiten von „Verkleibungen“ (vgl. S. 155) entwickeln. Seine häufigen Ferienaufenthalte in der Fränkischen Alb veranlaßten Schmitthennner, eine morphologische Erläuterung zum Meßtischblatt Pottenstein zu verfassen (22).

Über die Ergebnisse seiner Chinareise hat Schmitthennner an verschiedenen Stellen berichtet<sup>12)</sup>. Speziell mit morphologischen Fragen befassen sich mehrere Arbeiten. Hervorzuheben sind seine Studien über den chinesischen Löß (14). Mit ihm befaßte er sich schon 1919 in seiner Antrittsvorlesung in Heidelberg<sup>13)</sup>, nachdem er auf einer gemeinsamen Reise mit HETTNFR das chinesische Lößgebiet bereits vor dem ersten Weltkriege kennengelernt hatte. Durch seine Forschungen vermittelte uns Schmitthennner wesentlich neue Erkenntnisse über die Frage der Lößentstehung, wenn er auch meint, daß dieses Problem als Ganzes von RICHTHOFEN gelöst worden sei. Schmitthennner zeigt, wie der Löß in seiner horizontalen und vertikalen Verbreitung an klimatische Grenzen gebunden ist. Im Wutaischan steigt er zwar bis 2600 m empor, trägt aber in Höhen über 1900 m eine Verwitterungsdecke, ist also fossil. Schmitthennner glaubt daher, daß das der Lößbildung günstige Steppenklima während der Eiszeit in größere Höhen gereicht habe als heute. In den Gebieten rezenter Lößbildung hat der Ackerbau durch die Zerstörung der zur Lößbildung notwendigen Grasdecke dazu geführt,

<sup>12)</sup> Morphologische Beobachtungen enthalten folgende Berichte SCHMITTHENNERS über seine Reisen in China: Reisen und Forschungen in China, Zschr. d. Ges. f. Erdkde, Berlin 1927, S. 171 bis 196, 377—394. — Forschungsergebnisse einer Reise durch China 1925/1926. Verh. u. wiss. Abh. d. 22. Dtsch. Geographentages zu Karlsruhe 1927, S. 141—154, Breslau 1928. — Ergebnisse einer Reise durch China, Forschungen und Fortschritte 1928, S. 25. — Der Wutaischan. Eine Reise auf den heiligen Berg des Windes in Nordchina. Mitt. d. Ges. f. Erdkde. zu Leipzig 50 (1929/1930), S. 5—22.

<sup>13)</sup> Die chinesische Lößlandschaft, Geogr. Zschr. 25, S. 308—322, 1919.

daß heute weniger Lößstaub festgehalten und mehr Löß in die Flüsse geschwemmt wird. Wichtig ist auch die Feststellung, daß die Landschaft nie im Lößstaub erstickt sei. „Lößablagerung und die fluviatile Erosion und Denudation gehen nebeneinander her und greifen mannigfaltig ineinander über“ (14, S. 217). Während in Deutschland der Löß überall fossil, weitgehend abgetragen und ganz in den erosiv-denudativen Formenschatz eingegliedert ist, trifft man in der chinesischen Lößlandschaft überall völlig andere Formen als im anstehenden Gestein. „Nur durch eine weit größere Klimaänderung, als es sie seit Abschluß der Lößzeit erfahren hat, und durch eine ihr nachfolgende Ausräumung großer Lößmassen“ (14, S. 217) könnte das chinesische Lößland ein Formenbild wie das der deutschen Lößgebiete annehmen. Weiterhin zeigt Schmitthenner, daß die in Schansi bis maximal 80 m mächtigen Lößmassen dem Untergrund nicht „fest und dauernd“ aufliegen, sondern langsam in die Täler wandern, aus denen sie die Flüsse fortbewegen.

Oberflächengestalt und Bau des festen Gebirgsgerüstes im chinesischen Lößland, dem Bergland von Schansi, behandelt Schmitthenner in einer besonderen Arbeit. Er wendet sich gegen die von B. WILLIS vertretene Annahme verschiedener weiträumiger Peneplains und sieht im Bergland von Schansi eine Stufenlandschaft, „die sich jeweils der neu entstehenden tektonischen Form anzupassen strebe“ (15, S. 153).

Von besonderer Bedeutung sind die klimamorphologischen Untersuchungen Schmitthenners in China (10, 13). Überall im Monsunklima treten steile Felsformen auf, eckig-kantige im winterkalten Norden, gerundete im wintermilden Süden des Landes. Die Abspülung durch die sommerlichen heftigen Regengüsse verursacht Felsbildungen, die kantig sind, wo Frostverwitterung herrscht, die aber runde Formen besitzen, wo die Frostverwitterung zurücktritt oder fehlt. Für die Rundung der Felsen kommt als Ursache noch die gleichfalls klimatisch bedingte oberflächliche Verwitterung, besonders die Desquamation hinzu. Die Abspülung wirkt besonders auf den Flächen mittlerer Neigung, so daß die unteren Teile der Hänge der Horizontalen, die oberen der Vertikalen zustreben. Dadurch entsteht, bedingt durch die Eigenart des Klimas, ein Relief, das fast dem Negativ des Reliefs eines deutschen Mittelgebirges gleicht. „Die flächenhaft auftretende Wirkung der abspülenden Regen führt zur Rumpfflächenbildung“ (13, S. 98). Die Hänge mittlerer Böschung verschwinden, es entsteht ein Gefällsbruch, der mit der fortschreitenden Abtragung immer tiefer gelegt wird. Aus den so gebildeten Bergfußflächen ragen als Abtragungsreste vor allem am Gebirgsrand Inselberge auf. Besonders ausführlich beschäftigt sich Schmitthenner auch mit der eigenartigen Gestaltung der Täler, die gleichfalls ausschließlich durch die Besonderheiten des Monsunklimas bestimmt wird, durch den Wechsel feuchter und trockener Jahreszeiten. Die seinerzeit umstrittene Frage, ob die Formen im östlichen China einem Vorzeitklima oder den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen ihre Entstehung verdanken, beantwortet Schmitthenner eindeutig dahingehend, daß sie dem heutigen Klima entsprechen. Doch weist er darauf hin, daß in diesem Gebiet schon lange das Monsunklima herrscht, und daß wohl schon seit dem Mesozoikum gleiche oder ähnliche Kräfte wie heute die Oberflächenformen gestalteten.

### *Die morphologische Grundkonzeption*

Die Darstellung der Entwicklung von Schmitthenners Theorie der Stufenlandschaft und seiner regionalen morphologischen Arbeiten zeigt sehr deutlich, daß es Schmitthennner darauf ankam, durch sorgfältige Beobachtungen der Kleinformen und der diese schaffenden Vorgänge zur Erkenntnis der in den verschiedenen Gebieten bzw. Klimaten wirksamen Kräfte und damit zur Deutung auch der Großformen vorzustoßen. Schon in seiner Dissertation sagt er, er versuche, „die Abtragung im kleinen zu belauschen, um dann erst an die Erklärung der Großformen heranzutreten“ (1, S. 7). Mit diesem induktiven Vorgehen stellte er sich bewußt in Gegensatz zu der seinerzeitigen „Mode, in morphologischen Untersuchungen deduktiv synthetisch zu verfahren“ (1, S. 7). Dem Grundsatz, „besonderes Gewicht auf die Beobachtung der vielen kleinen Vorgänge und ihrer Wirkungen“ (1, S. 7) zu legen, ist Schmitthennner sein Leben lang treu geblieben. Es war für ihn daher sehr schmerzlich, daß er in den letzten Jahren auf Grund einer Beinverletzung auf Fuß verzichten mußte.

Schmitthennner hat stets eine besondere Vorliebe für die Beschäftigung mit geomorphologischen Problemen gezeigt, und das in einer Zeit, in der, wie er meinte, man sich allgemein von der Morphologie abwende, weil vordem vielleicht „zu viel und zu verantwortungslos Morphologie betrieben worden“ sei (16, S. 41). Nach Schmitthennner darf aber die geomorphologische Forschung und Lehre nicht vernachlässigt werden, „weil in ihr die Methode der geographischen Forschung am besten und klarsten zum Ausdruck kommt“<sup>14)</sup>.

Nicht die Entwicklung der Oberflächenformen, sondern allein ihr Ergebnis besitzt nach Schmitthennner für die Länderkunde Bedeutung. In einem groß angelegten Überblick hat er versucht, aus der Mannigfaltigkeit des Formenbildes der Erde die großen Typen der Orogaphie, des Baues und der Bodengestaltung des Festlandes zu erfassen, die für die länderkundliche Behandlung größerer Erdräume und deren landschaftliche Gliederung von großer Wichtigkeit sind. Als orographische Großformen unterscheidet Schmitthennner 1. die Großflachländer, 2. die Großrücken bzw. Großschwellen und 3. die Gebirgsstreifen bzw. Gebirgsgürtel. Die Großflachländer sind ihren Bau nach Schichttafeln und Grundgebirgsfundamente, die Großrücken stellen Gebirgsschollen und germanotype Faltengebilde mit Ober- und Unterbau dar, und die Gebirgsgürtel schließlich sind Gebiete „grundstürzenden Neubaus“, in denen „Verknetungskörper“ vorherrschen. Bei seinem gedankenreichen, großzügigen Überblick, der notwendigerweise stark vereinfachen und vergröbern mußte, ergab sich, daß, „je größer die Raumseinheiten sind, um so deutlicher und bestimmender das rein tektonische Element hervortritt“ (16, S. 44).

Schmitthennner hegte den Plan, an seinem Lebensabend eine Geomorphologie zu schreiben, in der, wie er mir oft sagte, die Formen, nicht aber die Vorgänge Ausgangspunkt der Betrachtung sein sollten. Die Durchführung dieses Vorhabens war ihm leider nicht mehr vergönnt. Ganz offensichtlich haben viele seiner Gedanken in HETTNERS Buch „Die Oberflächenformen des Festlandes“<sup>15)</sup>

<sup>14)</sup> SCHMITTHENNER, H.: Geomorphologie von OTTO MAULL (Besprechung), Geogr. Zschr. 46, S. 144—146, 1940.

<sup>15)</sup> Leipzig und Berlin 1921, 2. Aufl. 1928.

ihren Niederschlag gefunden. Doch entwickelten sich in den dreißig Jahren, die seit dem Erscheinen der zweiten Auflage dieses Buches vergangen sind, Schmitt-henners morphologische Grundanschauungen wesentlich weiter. PLEWE hat daher wohl recht, wenn er meint<sup>16)</sup>, daß Schmitthenners geplante Geomorphologie nur noch entfernte Ähnlichkeiten mit jenem Werke haben würde. So sehr wir es bedauern, daß Schmitthennner uns nicht mehr sein morphologisches Lebenswerk in geschlossener Zusammenfassung vorlegen konnte, so müssen wir doch dankbar feststellen, daß er in den meisten seiner vielen Abhandlungen, besonders in seiner letzten (25), vom Einzelproblem ausgehend, seine morphologischen Grundanschauungen offenbart hat.

Indem Schmitthennner stets von der Erfassung der Kleinformen und ihrer Entstehung zur Erklärung der Großformen schritt, bekannte er sich zum Prinzip des Aktualismus, aber nicht zu einem, wie er sagt, „lokalen oder besser landschaftlich gebundenen Aktualismus“ (25, S. 2), der nur die an Ort und Stelle wirkenden Kräfte betrachtet, sondern zu einem „allirdischen“ Aktualismus, der die Formenentwicklung einer Landschaft auch in zurückliegenden andersartigen Klimaten berücksichtigt. „Daß die Vorzeit an der Herausbildung unserer Landformen ganz wesentlich Anteil hat, ist eigentlich eine Selbstverständlichkeit ... Alle Geländeformen sind zugleich geographische und historische Komplexe. Die Durchleuchtung dieser Komplexe ist eine der wichtigsten Aufgaben der modernen Morphologie“ (25, S. 4). Als geographische Komplexe faßt Schmitthennner die Landformen in ihren Nachbarschaftseinflüssen landeigener und landfremder Art auf. Historische Komplexe sieht er in den Formen insofern, als sie durch die Summierung von Wirkungen über Zeitspannen hin entstehen, und insofern, als in der Vergangenheit oft andersartige Vorgänge wirksam gewesen sein können als in der Gegenwart. „Innerhalb der historischen Komplexe spielt der historisch-klimatische Komplex eine besondere Rolle“ (25, S. 7). Dabei handelt es sich nicht nur um Ereignis-, sondern auch um Zustandskomplexe. Die notwendige Unterscheidung von Ereignis und Zustand im Hinblick auf die wirkenden Kräfte wird nach Schmitthenners Auffassung in der heutigen Klimamorphologie fast ganz vernachlässigt. „Unsere morphologische Forschung steht heute vor der Gefahr, den Aktualismus zu vernachlässigen oder gar aufzugeben, den historischen Komplex nicht zu beachten und den in unserem Klima zur Zeit wirkenden Kräften kaum eine Bedeutung zuzugestehen ... Man neigt dazu, die in anderen Klimaräumen bestehenden Vorgänge heranzuziehen, um aus ihnen gewissermaßen kataklysmisch unsere Bodengestalt zu erklären“ (25, S. 69).

Mit Heinrich Schmitthennner ist am 18. Februar 1957 ein bedeutender Lehrer von uns gegangen. Vielfältig war sein Schaffen. In der Gemorphologie wird sein Name in besonderem Maße für immer mit der Theorie der Stufenlandschaft verknüpft sein. Wer Heinrich Schmitthennner persönlich kannte, weiß, daß wir in ihm nicht nur einen hervorragenden Forscher und Lehrer verloren haben, sondern auch einen vorbildlichen Menschen. Sein Streben nach Wahrheit, seine Offenheit, sein lauterer Charakter, seine hilfsbereite Menschlichkeit werden seinen Freunden und Schülern stets vor Augen stehen. Wenn wir seiner gedenken, werden wir es immer mit einem Gefühl der Dankbarkeit tun.

---

<sup>16)</sup> a. a. O., S. 11.

John D. Lattimer, Jr. - 1957

[6]



John D. Lattimer, Jr. - 1957

John D. Lattimer, Jr. - 1957

## Heinrich Schmitthenners morphologische Arbeiten

1. Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes, Diss. Heidelberg. Abh. z. bad. Landeskunde, H. 2, Karlsruhe 1913.
2. Die Entstehung der Stufenlandschaft, Geogr. Zschr. 26, S. 207—229, 1920.
3. Die Entstehung des Neckartals im Odenwald, Zschr. d. Ges. f. Erdkde., Berlin 1922, S. 126 bis 142.
4. Die Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas und Mosel, Geogr. Abh., hg. v. A. PENCK, Zweite Reihe, H. 1, Stuttgart 1923.
5. Die Entstehung der Heidelberger Talbucht, Geogr. Anz. 26, S. 233—239, 1925.
6. Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung, Zschr. f. Geomorphologie 1, S. 3—28, 1926.
7. Die Oberflächenformen des nördlichen Schwarzwaldes, Geogr. Zschr. 33, S. 186—193, 1927.
8. Odenwald und Neckartal, Geogr. Zschr. 33, S. 214—224, 1927.
9. Die südwestdeutsche Stufenlandschaft und der Graben der Rheinebene in ihren Beziehungen zueinander, Beitr. z. Oberrh. Landeskunde, Festschrift zum 22. Dtsch. Geographentag Karlsruhe, S. 21—31, Breslau 1927.
10. Die Oberflächengestaltung im außertropischen Monsunklima, Düsseldorfer Geographische Vorträge und Erörterungen, 3. Teil, Morphologie der Klimazonen, hg. v. F. THORBECKE, S. 26—36, Breslau 1927.
11. Probleme der Stufenlandschaft, HERMANN WAGNER-Gedächtnisschrift, Pet. Mitt. Erg., H. 209, S. 97—109, Gotha 1930.
12. Die Stufenlandschaft am Nil und in der libyschen Wüste, Geogr. Zschr. 37, S. 528—540, 1931.
13. Landformen im außertropischen Monsungebiet. Beobachtungen und Untersuchungen in China, Wiss. Veröff. d. Museums f. Länderkunde Leipzig, N. F. 1, S. 81—101, Leipzig 1932.
14. Probleme aus der Lößmorphologie in Deutschland und in China, Geol. Rdschau, Bd. 23 a, SALOMON-CALVI-Festschrift, S. 205—217, 1933.
15. Bau- und Oberflächengestaltung des Berglandes von Schansi, Mitt. d. Ver. d. Geographen a. d. Univ. Leipzig, H. 14/15, S. 141—154, 1936.
16. Die großen Typen der Orogaphie, des Baues und der Bodengestaltung, Geogr. Zschr. 42, S. 41—57, 1936.
17. Meeresspiegelschwankungen, Erosionsbasis und Terrassen, Frankfurter Geogr. Hefte Jg. 11, S. 81—83, 1937.
18. Die Muschelkalkstufe in Ostthüringen, Ber. üb. d. Verh. d. Sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig, Math.-Phys. Kl., Bd. 91, S. 85—118, Leipzig 1939.
19. Muschelkalkstufe und Talgeschichte im Gebiet der unteren Unstrut, Ber. üb. d. Verh. d. Sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig, Math.-Phys. Kl., Bd. 91, S. 313—332, Leipzig 1939.
20. Schichttafeln und Rumpfmassen im morphologischen Geschehen, Geogr. Zschr. 47, S. 281 bis 312, 1941.
21. Das Alter der Abtragungslandschaften im außeritalpinen Deutschland, Geogr. Zschr. 49, S. 248—257, 1943.
22. Morphologische Erläuterungen zum Kartenblatt Pottenstein, Nachr. aus dem Reichsvermessungsdienst 20, S. 110—117, 1944.
23. Glaziäre Erscheinungen im Gebiet der Côtes lorraines und der Woëvre, Geographische Studien, Festschrift f. JOH. SÖLCH, S. 120—131, Wien 1951.
24. Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland, mit Abb. v. E. SCHMIDT, Pet. Mitt. 98, S. 3—10, 1954.
25. Probleme der Schichtstufenlandschaft, Marburger Geogr. Schriften, Bd. 3, Marburg 1956.

## **Glacis - Fußfläche - Pediment**

Ein Diskussionsbeitrag zu ihrer Stellung innerhalb der Geomorphologie der Klimazonen auf Grund von Beobachtungen in Spanien und Nordafrika und der neueren Literatur.

Von

**HORST MENSCHING, Würzburg**

Seit etwa zehn Jahren sind vor allem in der französischen morphologischen Literatur zahlreiche Beiträge zum Problem der Entstehung und Formung der Fußregionen von Gebirgen und niederen Bergformen erschienen. Diese bezogen sich fast ausschließlich auf den Bereich der Atlasländer, zum Teil vergleichsweise auf den sudanesischen Raum und vereinzelt auf Nordspanien. Hier sind vor allem die Autoren J. DRESCH, F. JOLY, R. RAYNAL, F. TAILLEFER zu nennen. Für den iberischen Raum haben F. HERNANDEZ-PACHECO u. a. in ihren Arbeiten auf diesen Fragenkreis Bezug genommen. Nach eigenen Untersuchungen gemeinsam mit R. RAYNAL wurde das Problem am Beispiel des Ostabfalles des Mittleren Atlas in Marokko in einer speziellen Studie dargestellt (MENSCHING und RAYNAL [1954]), und K. WICHE (1955) behandelte die Fußflächen im Hohen Atlas. Nachdem von deutscher Seite Fragen der Bildung von Pedimenten im ariden und semiariden Klima vor allem von H. MORTENSEN (1929), H. v. WISSMANN (1951), J. BüDEL (1952) und kurz auch von H. LOUIS (1957) behandelt worden sind, habe ich selbst in einem weiteren Rahmen („Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima“) auf dem Würzburger Geographentag 1957 darüber referiert und dabei vor allem Unterschiede zur „Flächenbildung in den feuchten Tropen“ — diesem Thema war ein Schwerpunkt des Geographentages gewidmet — aufzuzeigen versucht.

Nachdem auf der Tagung der INQUA in Madrid 1957 abermals solche Probleme u. a. von F. JOLY und in ganz ähnlicher Weise auch von H. SPREITZER aus dem Gebiet des Kilikischen Ala Dag (Taurus) zur Sprache kamen und mehrere INQUA-Exkursionen zur Diskussion über die Morphogenese der Fußregion der Pyrenäen und der Sierra de Gredos Anlaß gaben, konnte ich selbst, z. T. gemeinsam mit R. RAYNAL (Pyrenäen und Gredos), sodann allein im westlichen Kantabrischen Gebirge (Rio Sil) und auf der Nordseite der Sierra Nevada erneut

Beobachtungen darüber anstellen. J. DRESCH (1957) hat diesem Fragenkreis erst kürzlich wieder einen Aufsatz („*Pediments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs*“) gewidmet. Der vorliegende Aufsatz möge daher als Diskussionsbeitrag zu diesem Thema gewertet werden. Es soll darin die Frage gestellt werden, inwiefern „Glacis — Fußfläche — Pediment“ geomorphologische Formen des semi-ariden Klimabereichs sind, ob sie auf diesen Raum beschränkt sind und wie weit sie mit den Formen der tropisch-wechselfeuchten Flächenbildung gleichgesetzt werden dürfen.

### 1. Zur Terminologie

Streng genommen bedeuten die aus dem französischen, deutschen und anglo-amerikanischen Sprachgebrauch stammenden Bezeichnungen „Glacis“, „Fußflächen“ und „Pediment“ nicht das gleiche. Mit der Nennung aller drei in der Überschrift dieses Aufsatzes soll daher auch keine Gleichsetzung vorgenommen sein. Ihr Zusammenhang läßt sich am einfachsten aus der Geschichte der Untersuchungen solcher Formen erklären:

Über die Bedeutung der amerikanischen Geomorphologie bei der Erforschung der Flußarbeit in ariden Gebieten hat v. WISSMANN (1951, S. 2 f.) berichtet. Wie weitgehend die Terminologie dieser Zeit, insbesondere ausgehend von DAVIS, auch in die deutsche und vor allem französische Geomorphologie eingedrungen ist, ist bekannt. Von D. JOHNSON (1932) wurden alle Felsplattformen arider Gebiete als „Pedimente“ bezeichnet. Diese Bedeutung liegt auch der französischen Bezeichnung „glacis d'érosion“ zugrunde. DRESCH (1957, S. 183) erklärt die Pedimente als „surfaces rocheuses, plane, généralement de piémont“. Dem würde das im Deutschen allgemein verwendete Wort „Fußfläche“ in seiner allgemeinen, beschreibenden Bedeutung ungefähr entsprechen. Die Bezeichnung „glacis d'érosion“ ist aber nur dann morphogenetisch verwendbar, wenn man die wesentlich weiterreichende Sinngebung des anglo-amerikanischen Wortes „erosion“ zugrunde legt. Das ist aber auch in der französischen Terminologie eine Unterstellung, die nicht von allen Autoren als gerechtfertigt angesehen wird. MENSCHING und RAYNAL (1954) haben aus diesen Gründen die Bezeichnung „glacis de piedmont“ (= Piedmont-Glacis) vorgezogen. Es bliebe zu überlegen, ob nicht bei einer immer mehr voranschreitenden internationalen Zusammenarbeit in der Forschung im Interesse der Allgemeinverständlichkeit nur noch von „Glacis“ gesprochen werden sollte, wobei eine Differenzierung in verschiedene Arten der Glacis (Piedmont-Glacis, Hang-Glacis, Tal-Glacis u. a.) durchaus möglich ist. „Glacis d'érosion“ oder „Pediment“ als Sammelbegriffe geben inhaltlich ein falsches Bild, da es sich bei den Glacis, vor allem bei den Fußflächen der Gebirgsränder, meistens nicht um ausgedehnte Felsfußflächen, also um echte Pedimente handelt, sondern im gesamten westlichen Mittelmeerraum, in dem ich darüber Beobachtungen anstellen konnte, immer die Akkumulationsdecken, natürlich über solchen Felsfußflächen, das Entscheidendere für die heutige Form sind. Das schließt keinesfalls aus, in den ariden Bereichen etwa von schuttüberdeckten Pedimenten zu sprechen, weil hier die Schutt- oder Schotterbedeckung in der Regel geringmächtiger ist und die Felsfußfläche überwiegt. Der Morphogenese der Felsfußflächen entsprechend hat K. WICHE (1955) im Hohen Atlas von „soligelider Pedimentierung“, von „Pedimentierung durch Runsenspülung“ und von „Pedimentierung durch Talweggerinne“ gesprochen.

Aus diesen kurzen terminologischen Erörterungen geht hervor, daß es sich bei den Glacis um morphogenetisch komplexe Formen handelt.

## 2. Zur Morphologie der Glacis (Abb. 1 bis 3)

Die Morphologie der Glacis ist vor allem in der französischen Literatur, die der Pedimente in französischen, englischen und deutschen Arbeiten mehrfach dargestellt und bei H. v. WISSMANN mit eingehenden theoretischen Erörterungen diskutiert worden. Hier seien daher nur die wichtigsten morphologischen Tatsachen wiederholt. Die Beispiele hierfür sind aus Gebieten Spaniens und Nordafrikas entnommen.



Abb. 1. Quartäres Glacis am Ostabfall des Mittleren Atlas zum Tal der Moulouya in Ostmarokko. Der Aufschluß zeigt die Schottermächtigkeit eines mittleren Gebirgsbaches in der Fußfläche. Phot. H. MENSCHING, Dez. 1953

Die Fußflächen der Gebirge dieser Länder weisen fast immer einen typischen Formenschatz auf. Mit dem äußeren Gebirgsrand beginnen ausgedehnte Flächen mit  $5^{\circ}$  bis  $10^{\circ}$  Gefälle den Raum des unmittelbaren Vorlandes einzunehmen; sie sind ein Werk der zahllosen kleinen und größeren Gebirgs- und Gebirgsrandflüsse. Diese streben meistens einem großen Sammelfluß des Vorlandes zu, der in verschiedenem Abstand zum Gebirgsrand parallel fließt und zum Meer gerichtet ist. Dieser subsequente Hauptfluß wird damit in der Regel auch zur Hauptwasserader der beckenartigen Fußregionen, die oftmals von beiden Seiten von Gebirgen eingerahmt sind. Hier ist dann vom Hauptfluß aus beiderseitig der Anstieg durch solche Fußflächen (Glacis) ausgebildet. Als Beispiel hierfür mag das Ebrobecken zwischen den Pyrenäen und dem Iberischen Randgebirge an-

geführt werden. Dabei braucht der Hauptfluß aus verschiedenen Gründen nicht in der Mitte des Vorlandbeckens zu fließen, wie es z. B. im Ebrobecken am Nordost-Abfall des Iberischen Randgebirges der Fall ist. Die Fußregion der Süd-Pyrenäen wird dadurch ausgedehnter.

Solche geneigten Fußebenen sind in ganz ähnlicher Weise ausgebildet: auf der Nordseite des Kastilischen Scheidegebirges durch die Nebenflüsse des Duero, auf der Südseite der Sierra de Gredos durch die Nebenflüsse des Tajo, Nordseite der Betischen Kordillere durch das System des Guadalquivir, vor allem des Genil, auf der Ostseite des Mittleren Atlas durch die Moulouya, Nordseite des Hohen



Abb. 2. Zerschnittene Fußfläche im oberen Moulouyat zwischen östlichem Hohen Atlas und dem Mittleren Atlas. Aufnahme von einem höheren Restberg nördlich Midelt (Marokko).

Phot. H. MENSCHING, Sept. 1951

Atlas durch den Tensift u. a. m. In allen diesen Bereichen treten typische, einander ganz ähnliche Formen von Glacis auf. Man erkennt aus dem Vergleich der genannten Gebiete bereits, daß es sich immer um Senken und Becken des Gebirgsvorlandes handelt, die im Tertiär und Quartär mit Sedimenten aufgefüllt worden sind. DRESCH hat mehrfach darauf hingewiesen, daß der Unterschied zwischen dem härteren Gestein des Gebirges und den weicheren Sedimenten des Vorlandes besonders günstige Voraussetzungen für die Ausbildung von typischen Glacisflächen schafft. Auch im Bereich gleicher Gesteins vom Gebirge zum Piedmont kommen jedoch schön ausgebildete Fußflächen analog den Glacis vor. Die Nordseite der Sierra de Gredos in der Provinz Avila wird uns ein Beispiel dafür bieten.

Diese Piedmont-Glacis sind heute nur noch in seltenen Fällen als Fußebenen (im Sinne v. WISSMANNs) erhalten, d. h. unzertalt und in den Talbreiten der größeren austretenden Gebirgsflüsse ohne terrassengestufte Taleinschnitte. Wir haben unzerschnittene Glacis, also Fuß e b e n e n , als polygenetische Glacis bezeichnet, während die von den größeren Flüssen zerschnittenen („glacis emboîtés“) Glacis-Terrassen besitzen. Beide Formen kommen vor und zwar besteht darin bereits eine Relation zum entsprechenden Klima: Je arider das Gebiet ist, in dem das Gebirge mit seinem Piedmontbereich liegt, um so weniger finden wir die



Abb. 3. Glacis am Südabfall des Anti-Atlas. Das Bild veranschaulicht die Arbeit der Sammellinnen auf einer Fußfläche, die nicht tief zerschnitten wird. Gebiet mit Jahresniederschlägen um 100 mm. Phot. H. MENSCHING, Nov. 1953

Glacis zerschnitten bzw. um so weniger Gebirgsbäche gibt es, die ein eingeschnittenes und dann zumeist terrasiertes Tal besitzen. Die Beobachtung bestätigt es, daß daher die ausgedehntesten polygenetischen Glacis auf der Südseite des nordafrikanischen Atlasgürtels einschließlich des Anti-Atlas angetroffen werden. In dieser Folge ist bereits deutlich der „klima-morphologische Wandel“ zu erkennen, der der Genese der Glacis zugrunde liegt.

Hier könnte nun eingewendet werden, daß nach dieser Beschreibung die Glacis nur unwesentlich anders seien, als es die ausgedehnten Schotterfluren im Vorland der mitteleuropäischen Gebirge sind, zumal auch die Glacis Schotterflächen und Schotterterrassen (Glacisterassen) besitzen. Sie sind sogar ein wichtiges Formungsmerkmal und doch bestehen bedeutende Unterschiede. Während

die Fußregionen, einschließlich der glazial und periglazial geschaffenen Schotterflächen der Mittelbreiten von allen Flüssen, auch den Nebenbächen, zerschnitten werden, bleiben bei den Glacis zwischen den größeren Gebirgsbächen die ausgedehnten Ebenen charakteristisch. Im semiariden Klimabereich bestimmt die Ebene das Formbild des Gebirgsvorlandes, nicht die Vielzahl der Täler, die jede Fußregion der Gebirge der Mittelbreiten auflösen.

Es wurde darum betont, daß die Glacis also weder eine einheitliche Schotterflur noch eine einfache Aneinanderreihung von zahllosen Schotter- oder Schuttfächer darstellen, obgleich diese in der Morphologie der Glacis wichtig sein können. Betrachten wir darum die Verteilung von Schutt und Schottern in und auf den Glacis:

Ausgehend von den mittleren und größeren Gebirgstälern und deren Taltrichtern führen die Flüsse große Schuttmassen in das Vorland. Bei diesem Vorgang unterliegt der Fluß in seinem Belastungsverhältnis in stärkstem Maße dem klimatisch-morphologischen Wirkungsgefüge im rückwärtigen Gebirge selbst. Das soll heißen, daß das Belastungsverhältnis des Gebirgsflusses überwiegend in seinem Einzugsbereich, also im Gebirge selbst gesteuert wird. Es wird darauf zurückzukommen sein, inwieweit eine Klimaänderung in den Kaltzeiten bzw. Pluvialzeiten auch bis in das Vorland hinein direkten Einfluß nahm. Feststeht und durch zahlreiche Einzeluntersuchungen belegt ist, daß die Zeit der stärksten Schuttbelastung auch in den semiariden Gebieten Iberiens und Nordafrikas die Pluvialzeiten mit ihrem „Periglazialklima“ in den Höhenzonen gewesen sind. In den Kaltzeiten war eine verstärkte Schuttakkumulation auch im Vorland die Folge. Doch auch dieser Vorgang kann nur in der zeitlichen Abfolge des gesamten Quartärs gesehen werden.

Das morphologische Bild zeigt uns zunächst den heutigen Zustand. Von den terrassengestuften Tälern ausgehend nimmt die Schotterbedeckung ständig an Mächtigkeit seitwärts ab, um zwischen den Flüssen, die das Glacis zerschneiden, nur noch geringe Mächtigkeit zu besitzen. Bei ausgedehnten Ebenheiten ist daher ein Teil des Glacis noch heute oberflächlich im anstehenden Gestein anzutreffen. Das Glacis ist hier vorwiegend Erosionsform („glacis d'érosion“). Der Begriff Felsfußfläche ist hier nicht immer treffend, da das anstehende Gestein — wie hervorgehoben — meistens weiches Tertiärsediment, teilweise aber auch verbackener Pliozänschotter ist. Oft mit Kalkkrusten überzogen, entspricht dann die Härte streckenweise gewachsenem Fels. Es ergibt sich — wenig schematisiert — folgendes Querprofil:

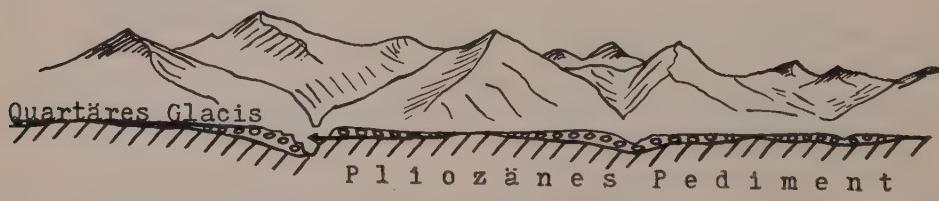


Fig. 1. Schematisches Querprofil eines Glacis im Piedmont eines Hochgebirges im semiariden Nordafrika. Über dem pliozänen Pediment die quartäre Geröllüberdeckung. Von links nach rechts Abnahme der Transport-(Erosions-)Kraft der Gebirgsbäche am Piedmont; daher ausgeprägte Glacis-Terrassen nur links

Fußflächen (Glacis) finden wir in Spanien nicht nur in der Art, wie sie uns das Ebrobecken oder das Becken von Granada zeigt. Waren hierin die Gesteinsunterschiede, vor allem in bezug auf die Härteunterschiede vom Gesteinsaufbau des Gebirges zum Vorland ganz entscheidend günstig für die Ausbildung von ausgedehnten Glacis und Schutt-Schotterflächen, so bietet uns die Nordseite des Kastilischen Scheidegebirges ein etwas anderes Bild: In der Provinz Avila, besonders auf der Strecke zwischen Villacastín—Avila—Pto. de Menga (1200 m bis 1500 m), sind ausgedehnte Glacis vorhanden. Sie sind im gleichen Gestein, welches die Sierra de Gredos überwiegend aufbaut (Granit), ausgebildet. Diese Fußflächen im Granit — ich konnte bis zu vier „Etagen“ übereinander beobachten — sind im allgemeinen von einer mehr oder minder mächtigen Granitgrus-Decke, am Gebirgsrand teilweise auch von Schottern überlagert, deren quartäre, aber nicht glaziäre Entstehung schon O. SCHMIEDER (1915) unterstrich. Die einzelnen Glacisflächen zeigen in ihrem Verhältnis zum anstehenden Granit und seiner Vergrusung jedoch beachtliche Unterschiede. So war nämlich zu beobachten, daß auf den höchsten Glacis der anstehende Granit in zahlreichen Blockformen, ähnlich unseren Felsburgen, die umgebenden Flächen um mehrere Meter überragte. Es sind dabei jedoch keine Blockmeere oder von den herausragenden Granitkuppen, die immer verwittert und zu manchmal unwahrscheinlich wirkenden Formen aufgelöst sind, ausgehende Blockströme oder -felder entstanden. Vielmehr ragen solche Blockgruppen (s. Abb. 4) wie kleine Inselberge aus der Ebenheit heraus. Das ist nun keinesfalls bei den tieferen Glacis das gleiche Bild. Je tiefer die „Etagen“ des Glacis, um so weniger Blöcke überragen die Fläche, ja, auf dem niedrigsten Glacis findet man sie überhaupt nicht mehr. Die Oberfläche des Glacis nimmt eine Decke aus Granitgrus ein. (Vgl. dazu Abb. 2 und 4.)

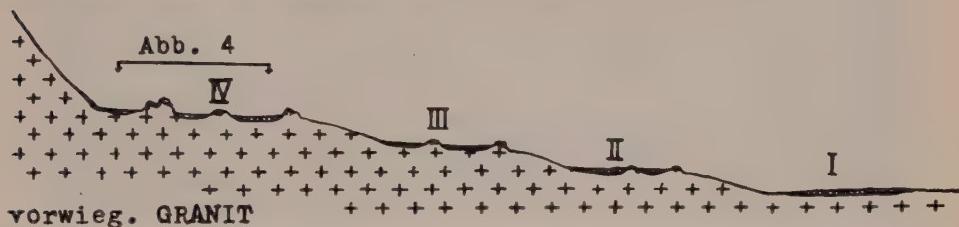


Fig. 2. Schematisiertes Profil einer Fußfläche mit Glacis-Terrassen (I–IV) auf der Nordseite der Sierra de Gredos (Avila, Spanien); stark überhöht. Abnahme der herausragenden Granit-Blockformen auf den Glacis-Flächen von IV nach I

Für diese Art der Ausbildung der Glacis, die sich dadurch für die erste Einordnung recht gut unterscheiden lassen, kommen zwei Möglichkeiten der Erklärung in Betracht, die jedoch beide auf ein zunehmendes Alter von dem tiefsten zum höchsten Glacis hinweisen. Einmal kann angenommen werden, die höchsten Glacisflächen werden allmählich tiefergelegt, wobei die völlige Vergrusung der herausragenden Blockformen (und zwar immer des anstehenden Granits) nicht damit schritthalten kann. Je älter das betreffende Glacis, um so mehr und höher ragen Felsburgen heraus. Das bestätigt die Beobachtung. Da die tiefsten Glacis — und alle Glacis sind auch hier quartären Alters — zu jung sind, ist ihre Erniedrigung noch nicht so weit fortgeschritten, daß vom anstehenden Fels Kuppen

herausgearbeitet sind. Auf ihnen sieht man manchmal den Granit völlig eingeebnet die Oberfläche des Glacis bilden. Diese Beobachtung schränkt die zweite Erklärungsmöglichkeit der Entstehung ein. Man könnte nämlich zunächst annehmen, daß in dem Maße, in dem die höheren Glacis tiefergelegt sind, also der entstehende Grus abgeschwemmt wird, die tieferen Flächen damit überdeckt werden. Zum Teil ist das auch sicher der Fall, doch wird die jüngere Entstehung der tieferen Glacis der Hauptgrund für das weitgehende Fehlen von herausragenden Blöcken sein.

Alle diese Glacisformen besitzen ausgedehnte Ebenheiten. Entsprechend dem semi-ariden Klima und dem Klimagang mit konzentrierten Regenfällen in der



Abb. 4. Granit-Blockverwitterung auf dem höchsten Glacis in der Provinz Avila (Spanien); Fußfläche der Nordseite der Sierra de Gredos. Vergleiche dazu Fig. 2. Phot. H. MENSCHING, Sept. 1957

Winterhälfte des Jahres gibt es nur wenig Flußläufe, die solche Glacis tiefer zerschneiden, abgesehen von den größeren Sammeladern, wie in der Gredos etwa der Rio Tormes mit seinen Nebenflüssen. Der Granitgrus wird weitgehend flächenhaft ausgebreitet.

Glacis im anstehenden Gestein des Gebirges, an dessen Piedmont sie entstanden, besitzt auch in großräumiger Ausdehnung der Südabfall des Anti-Atlas mit dem Djebel Bani. Von dort sind solche Formen mehrfach beschrieben worden (CHOUBERT, JOLY, MENSCHING, u. a.). Nur ein paar Bemerkungen seien darum hier eingefügt. Im ganzen sind diese Glacis eines schon sehr ariden Bereiches (um 100 mm/Jahr) überwiegend polygenetisch und Glacisterrassen treten nur in den

sogenannten „regs“ (arab.) am Gebirgsrand des Djebel Bani und den übrigen niederen Ketten der Dra-Region auf. Gegenüber den Glacis der nördlichen Bereiche der westlichen Mittelmeerlande<sup>1)</sup> überwiegen hier die über ausgedehnte Strecken unzerschnittenen Glacisflächen, die unmittelbar in die Hammadas der nördlichen Sahara übergehen. Beide hängen in ihrer Morphologie eng miteinander zusammen. Ihre Schotterbedeckung fehlt zwar selten, erreicht aber nur unmittelbar am Gebirgsrand einige Meter Mächtigkeit, während sonst nur eine dünne Schotterdecke die Pedimente verhüllt. Auf ihre Entstehung trifft das zu, was v. WISSMANN (1951, S. 25) über „Die Fußflächen arider Gebiete“ geschrieben hat.

Die bisherigen Untersuchungen haben gezeigt, daß es sich in diesen ariden Bereichen nicht um aktive, d. h. in Entstehung begriffene „Rumpfflächen“ handelt. Vielmehr sind diese Pedimente bereits im jüngsten Tertiär vorhanden gewesen. Wie ich im Referat auf dem Würzburger Geographentag dargelegt habe, werden sie unter den ariden Klimabedingungen in der Randzone der Sahara nur besonders gut erhalten, weshalb neben der „Flächenbildung“ in der Geomorphologie auch die „Flächenerhaltung“ eine wichtige Rolle spielt (vgl. dazu auch J. BÜDEL [1957], S. 223).

### 3. Genese und Alter der Glacis

Es wurde schon angedeutet, daß frühere Untersuchungen über Glacis und Pedimente des semi-ariden und ariden Nordafrikas und Spaniens die bis dahin vorliegenden Beobachtungen aus dem amerikanischen Westen (USA) zum Vorbild und manchmal allzu kritiklos übernommen hatten. Da aber die meisten Arbeiten aus den nordamerikanischen Trockengebieten — weitgehend auf dem Erosionszyklus von DAVIS fußend — bei der Erklärung der Formgenese den Wandel des klimatisch-geomorphologischen Faktors vom Tertiär über das Quartär bis heute nur ungenügend berücksichtigten<sup>2)</sup>, blieben manche Folgerungen falsch. Da es sich bei den Fußregionen der Gebirge um eine Formung handelt, die ganz entscheidend vom Gebirge selbst gesteuert wird, darf die Morphogenese der Glacis und Pedimente keinesfalls auf Grund der in der Fußregion und im Vorland herrschenden klima-geomorphologischen Faktoren allein beurteilt werden. In diesen Bereichen kann der klimatische Ablauf im ganzen Quartär gleich oder ganz ähnlich gewesen sein, während sich vor allem in den höheren Gebirgen ein ganz bedeutender klimamorphologischer Wandel vollzog (Glazial- bzw. Pluvialzeit zu Interglazial- bzw. Interpluvialzeit). Wenn man sich in diesem Zusammenhang der Abhängigkeit der Verschiebung der vertikalen klimamorphologischen Zonierung im Gebirge vom Wandel des thermischen Höhengradienten erinnert, wie ihn m. E. überzeugend kürzlich H. MORTENSEN (1957) dargelegt hat, so muß man sich dessen bewußt sein, daß die Fußflächen (allgemein) im Bereich derselben klimamorphologischen Stufe mit nur unwesentlichen Veränderungen bleiben können und doch morphologische Wandlungen durchmachen, die entscheidend sein können.

<sup>1)</sup> J. DRESCH (1953, S. 259) unterscheidet folgende „systèmes d'érosion“: 1. méditerranéen humide, 2. méditerranéen montagnard, 3. méditerranéen semi-aride und 4. système méditerranéen aride.

<sup>2)</sup> Über die Bedeutung des Lehrgebäudes von DAVIS und seines Verhältnisses zur Klima-geomorphologie hat kürzlich H. LOUIS (1957) wichtige Gedanken und Schlüsse veröffentlicht.

Auch H. v. WISSMANN hat „die Abhängigkeit der Ausbildung der Gebirgsfußfläche vom Klima des Gebirges und seiner Höhenstufen“ (S. 30) kurz erwähnt; aus dieser Abhängigkeit müssten m. E. die Folgerungen ganz allgemein konsequent verfolgt werden.

Eine deutliche, den quartären Kaltzeiten entsprechende morphologische Gliederung müssen daher alle diejenigen Glacis aufweisen, deren rückwärtige Gebirge solche Klimaschwankungen mit morphologischer Auswirkung mitgemacht



Abb. 5. Intramontane Pedimente im Hohen Atlas bei Asni (südlich Marrakesch/Marokko). Solche Formen sind sehr stark in Zerschneidung begriffen. Die Flächen werden durch die Abholzung besonders deutlich. Phot. H. MENSCHING, Aug. 1951

haben. Das ist aber bei allen westmediterranen Hochgebirgen der Fall. Nach den jüngeren Untersuchungen (MENSCHING und RAYNAL [1954]) entsprechen daher den Kaltzeiten im Gebirge die Glacisterrassen(körper), während den Warmzeiten eine Zeit der Eintiefung und Zerstörung der Glacis — im Bereich der Flüsse — entspricht. Dieser Datierung stimmen heute fast alle Autoren zu<sup>3)</sup>.

K. WICHE (1955) bezeichnet Fußflächen *innerhalb* des Atlasgebirges, die in den Talbereichen fast immer als Felsfußflächen auftreten als „intramontane

<sup>3)</sup> Noch 1950 schreibt J. DRESCH: „... le fait que le pediments ne sont pas ensevelis mais au contraire attaqués par l'érosion, et la faiblesse du remblaiement, ne peuvent s'expliquer que par l'établissement d'un écoulement régulier vers la mer pendant les périodes humides du Quaternaire...“ (S. 26). Das hieße, daß die Eintiefung in die Pluvialzeiten einzuordnen wäre. Auch von DRESCH wird heute die Eintiefung, d. h. Zerschneidung der Glacis den Zeiten minderer Schuttzufuhr, also den Interpluvialzeiten zugeordnet, nachdem die Steuerung der Schuttbelastung im Gebirge berücksichtigt worden ist.

Pedimente“. Die Ursache ihrer Entstehung sieht er in der „ungleich stärkeren Auswirkung der pleistozänen Klimaänderung in den Hochregionen gegenüber den Flachländern“ (S. 413). Dem kann nur zugestimmt werden. Da sich das Belastungsverhältnis in den Kaltzeiten im Hochgebirge einschließlich seines Vorlandes wesentlich verstärkte, mußte die flächenhaft wirksame Flußarbeit mit Akkumulation überwiegen. Wie die Abbildungen 5 und 6 erkennen lassen, überwiegt heute die Zerstörung auch der intramontanen Fußflächen.



Abb. 6. In Auflösung begriffener „Restberg“ einer intramontanen Fußfläche, die im Mittelgrund noch deutlich ausgeprägt bis an den Hang heran zu erkennen ist. Ort wie Abb. 5.  
Phot. H. MENSCHING, Aug. 1951

Je schwächer sich nun klimamorphologische Wandlungen in den Gebirgsstufen vollzogen, also je weniger hoch die Gebirge der betreffenden Fußregion waren und je weiter wir uns in das vollaride Gebiet zur Sahara begeben, um so weniger wurden die Glacis und Pedimente davon betroffen. In solchen Regionen sind sie polygenetisch und haben eine gleichbleibende Formung vom Tertiär bis heute durchgemacht. Von ihnen auf alle Fußflächen des semiariden Bereiches zu schließen, wäre falsch. Dazu ein Beispiel:

Wenn man also auf Grund von Untersuchungen über Pedimente und Glacis in den USA oder des Sahara-Nordrandes die Entstehung von Fußflächen auf der Iberischen Halbinsel erklärt und zeitlich gleichsetzt, so ist dabei Vorsicht geboten, weil die quartäre Morphogenese durchaus anders verlaufen sein kann. Diese jedoch bleibt völlig außer acht, wenn man für die Entstehung „weiter Areale typischer ‚Bajadas‘ und Pedimente im Pliozän in einem trockeneren Klima als

dem heutigen“ (F. HERNANDEZ-PACHECO [1949], zit. nach v. WISSMANN, S. 29) die Gründe sucht. Ebenso hat F. TAILLEFER (1949) für die pliozänen Fußflächen auf der heute humiden Nordfront der Pyrenäen eine Entstehung unter aridem Klima gefordert, was für den Nordrand der Pyrenäen sicher zutrifft. Für die Altersstellung der höchsten Glacis und damit auch für ihre erste Anlage bzw. für den Zeitraum, in den diese Anlage mindestens zurückreichen muß, sind gerade die von HERNANDEZ-PACHECO mehrfach<sup>4)</sup> behandelten „raña“ von Bedeutung. Sie kommen auch verbreitet in Nordwest-Afrika vor. Dabei handelt es sich um Schuttmassen mit z. T. sehr großen Blöcken (2 bis 3 m) zwischen tonig-sandigem Material. Sie stehen zwar in direkter Beziehung zu den heutigen Flussläufen, von denen die Fußflächen zerschnitten werden, ziehen sich aber immer von den Gebirgsrändern (Pyrenäen, Kastil. Scheidegebirge) bis in die Fußebenen hinein. Wichtig ist, daß sie nur auf den höchsten Glacis bis 100 m über den heutigen Tal läufen angetroffen werden, also immer höher als die höchsten quartären Terrassen liegen. Das aber kann nur die präquartäre, d. h. pliozäne Fußfläche sein. An der portugiesischen Grenze stehen die „raña“ mit marinem Villafranch im Zusammenhang, so daß die Schuttmassen der Raña-Formation selbst wohl an die Wende Plio/Pleistozän gehören.

Nun gibt es aber auch viele Hinweise, daß das Villafranch als älteste Pluvialzeit aufzufassen ist und daher in semi-ariden Bereichen sicher feuchter war. Man kann dann diese „raña“ viel natürlicher als Zeugen eines feuchteren, aber nicht dauerfeuchten Klimas auffassen, mit höheren Niederschlagssummen, aber eben solcher Verteilung (Starkregen im Winter) wie heute (ebenso H. MORTENSEN [1953], S. 6). Der Akzent läge dann nicht so sehr auf der — zweifellos vorhandenen — Trockenheit als auf der verstärkten Niederschlagstätigkeit in der Regenzeit. Das aber wird dem Charakter einer Pluvialzeit im heutigen semi-ariden Raum völlig gerecht, soweit es die Ebenen und Vorländer der Hochgebirge betrifft, die selbst jedoch infolge Temperaturerniedrigung eine Glazial- oder Periglazialzeit erlebten (sicher nachgewiesen für die letzten zwei Pluviale).

Inwieweit aber sind die Fußflächen dieser Gebiete überhaupt pliozänen Alters? Darauf kann die Gegenüberstellung von Glacis und Pediment Hinweise geben.

#### 4. Glacis und Pediment

Bisher wurde erläutert, daß in den ariden Bereichen Nordafrikas Glacis und Pediment weitgehend identisch sind, weil letzteres in der Regel nur von dünner Schotterdecke überlagert ist. Es wurde erwähnt, daß ihre Formengenese immer bis in das Jungtertiär zurückreichen muß (vgl. MENSCHING [1955 und 1957]). Die quartären Glacis in den halbariden Gebieten besitzen — wie es in der Figur 1 dargestellt wurde — ebenfalls ein Pediment, das im Bereich der größeren Gebirgsflüsse stärker eingeschnitten ist. Die heutigen Flussläufe liegen darin mit Terrassen eingeschachtelt. Auf Grund der Datierung dieser Schotterterrassen (Glacisterrassen) sind wir in der Lage, die wirklichen Pedimente als älter, d. h. als pliozän anzunehmen. Ein noch höheres Alter ist unwahrscheinlich, da sich letzte, kräftige Hebungen am Ende des Pliozän in fast all diesen Gebirgen nach-

<sup>4)</sup> Zuletzt auf dem Int. Kongress der INQUA in Madrid: „Las formaciones de raña de la Peninsula Hispánica.“ Rés. des Comm. Madrid-Barcelona 1957, S. 78/79 (und Referat).

weisen lassen, die z. T. bis in das Altquartär hineinreichen. Was wir heute als Fußebene oder -fläche vor uns haben, besteht also aus einem pliozänen Sockel, dem echten Pediment — damals noch wenig zerschnitten — und den quartären Deckschichten bzw. Glacisterrassen.

An dieser Stelle sei eine andere, oft erwähnte Frage kurz gestreift: Handelt es sich im morphologischen Entwicklungsverhältnis zwischen Gebirge und Fußfläche wirklich um ein so rasches Rückwandern des Gebirgsrandes zugunsten der Fläche? Die quartären Glacis bildeten sich in Spanien und Nordwest-Afrika auf und in den pliozänen Pedimenten aus. Durch die weitgehend zementierten Schuttdecken (Kalkkrusten) wurden die höheren Glacis oftmals von starker Erniedrigung geschützt. Am Gebirgsrand selbst (Hoher Atlas, Mittlerer Atlas) steht nicht selten ein pliozänes Konglomerat unmittelbar am Gebirgsfuß (Knick) an und lässt sich in höheren Lagen des Gebirgsrandes in Resten weiter verfolgen. Seit dem Pliozän kann daher kein kräftiges Zurückwandern des Hanges stattgefunden haben. Zudem wurde die Abtragung der Gebirgshänge in den pluvialen Kaltzeiten durch Überlagerung von oft mächtigen Schuttdecken (in höheren Stufen solifluidaler Entstehung) gehemmt, jedenfalls am unteren Gebirgsrand, d. h. am Knick zur Fußfläche, während die höheren Lagen als Schuttliefergebiet natürlich stark abgetragen wurden. Es hat daher den Anschein, daß die Anlage des Knicks weitgehend auf die tektonischen Bewegungen der letzten orogenen Phasen zurückzuführen ist, seine Formung aber und die Art des Überganges klimatisch bedingter Formung vom Jungtertiär bis heute zuzuschreiben ist. Die oft gezeichneten schematischen Entwicklungsprofile vom Hang zur Fläche werden den Beobachtungstatsachen nicht immer gerecht. Für ein schwaches Zurückwandern der Hänge, allerdings von Schichtstufen, sprechen auch heute die Untersuchungen von MORTENSEN (1953, S. 11) im SW der USA. Er schreibt, daß die Stufen entweder in Ruhe liegen oder mindestens keinen aktiven Rückgang zeigen. Das trafe für das ganze Pleistozän zu, denn die Formungstendenz war ja während des gesamten Zeitraums gleichgerichtet.

Seit dem Pliozän haben sich die größeren Gebirgsflüsse ständig in die Fußflächen eingetieft. Diese Feststellung traf für das südliche Pyrenäenvorland bereits W. PANZER (1926 und 1933, bes. Abb. 6, S. 24). Diese ständige Eintiefung, die auch den nordafrikanischen Gebirgsflüssen im Quartär eigen ist, versuchte PANZER unter Hinweis auf die Höhenlage des marinen Pliozäns im unteren Llobregat-Tal (es liegt dort 100 m über dem heutigen Meeresspiegel) so auszulegen, „daß das klimatische Ereignis der Eiszeit allein die periodische Tieferlegung der Talböden nicht erklären kann“ (S. 25). Das ist eine Feststellung, die sicher für die Morphogenese in den quartär stark aufgefüllten Vorlandbecken der Pyrenäen, Sierra Nevada, Rif, Mittleren und Hohen Atlas zutrifft. Die Art der Talbildung einschließlich der Bildung der Glacis (-terrassen) jedoch ist klima-morphologisch zu erklären und ist bezeichnend für den semi-ariden Mittelmeerraum. Eingeschaltete Terra-rossa-Horizonte und Überdeckung mit Schuttkegeln sind bedeutende Hinweise auf die Gliederung und Datierung der Terrassen. Die von PANZER aufgezeigte Abfolge entspricht ganz dem hier gezeichneten Bild der Morphogenese der Glacisterrassen. Damit ist die wichtige Frage aufgeworfen, ob die Fußflächen in

ihrer Ausbildung als Glacis mit einem Pedimentsockel als eine klimatisch-morphologisch bestimmte Reliefform gerade der semi-ariden Gebiete angesehen werden dürfen.

### 5. *Glacis als Formtyp semi-arider Gebiete?*

Die bisher angeführten Beispiele der Glacis-Formen in den Fußregionen der westmediterranen Gebirge finden in der geschilderten typischen Ausbildung weder in den mittleren Breiten noch in den semi-humiden Tropengebieten ihresgleichen. Zwar kommen glacisartige Formen auch im südlichen Frankreich, so etwa am Gebirgsfuß der französischen Westalpen vor, doch zeigen solche ebenfalls quartären Fußflächen, auf einem pliozänen Pediment angelegt und darin eingetieft, weitaus



Abb. 7. Glacis-Terrassen (Neigungswinkel!) am Rio Sil östlich Ponferrada in Nordwest-Spanien (westl. Kantabrisches Gebirge). Phot. H. MENSCHING, Sept. 1957

stärkere Zerstörung der Flächenteile als in den Halbtrockengebieten: zweifellos als Folge größerer Humidität des Klimas in diesen Regionen. Als ein Beispiel solchen Überganges mag ein schönes Glacisvorkommen in Nordwest-Spanien angeführt werden.

In der Provinz León, östlich von Ponferrada, konnte ich in einer weiten Tal-senke des Rio Sil ein vollausgebildetes Glacis-Terrassen-System beobachten, in dem vier Terrassen besonders gut ausgeprägt und eine höhere Randterrasse erkennbar waren (s. Abb. 7). Während sich das höchste Glacis (IV) noch ganz analog einer Fußfläche in Nordafrika mit 4 bis 5° Neigung über das heutige Sil-Tal hinweg verfolgen lässt und die weitaus größte Ausdehnung besitzt, lassen sich die tieferen

Glacis-Terrassen durchaus mit eiszeitlichen Terrassen etwa der Alpentäler vergleichen. Daß sie ihnen zeitlich entsprechen, erscheint sicher. Man könnte daraus — mit allen Vorbehalten — folgern, daß sich im nordwestspanischen Bereich sowohl in der zeitlichen Abfolge vom Plio- zum Pleistozän wie im heutigen Klima im Übergang vom trockenen Altkastilien mit 300 bis 500 mm Jahresniederschlag zum feuchten Galicien mit Niederschlägen über 1000 bis 1200 mm ein Übergang auch geomorphologisch bei den Glacisformen erkennen läßt. Es ist sicher kein Zufall, daß dieses Glacis-System — siehe die Niederschlagskarte der Iberischen Halbinsel von H. LAUTENSACH (1951) — in einem relativen Trockengebiet mit 600 bis 700 mm Niederschlag umgeben von Gebirgskämmen mit über 1000 mm gelegen ist. In diesen sehr feuchten Regionen NW-Spaniens wie auch im humiden nord-portugiesischen Gebirgsland sind mir nirgends mehr ähnliche Glacis aufgefallen. P. VOSSELER (1931) hat in der portugiesisch-spanischen Grenzregion (zwischen Rio Sil und Douro) vorkommende Flächen sämtlich in das mittlere und jüngere Tertiär eingordnet<sup>5)</sup>.

Besteht nun auch eine Begrenzung der Vorkommen von Glacis mit der Südausdehnung des semi-ariden Klimas im nordafrikanischen Raum? Es wurde schon betont, daß Glacis im ariden Klima überwiegend unzerschnitten und daher polygenetisch vom Jungtertiär bis zur Gegenwart reichen. Das markanteste Merkmal besteht darin, daß Glacisterrassen zurücktreten, wenn auch keineswegs zu fehlen brauchen (Beispiel: Wadi Draa; „regs“ der nördlichen Saharazone).

Im Übergang zur tropischen Steppenzone der südlichen Sahara, in der für den Vergleich mit dem semi-ariden Mediterranraum ähnliche Gebirgszüge und damit die Voraussetzungen für die Glacisbildung in gleichem Ausmaß leider fehlen, bietet vielleicht das Hoggar-Massiv einen „Stützpunkt“. Nach den Ausführungen von J. BÜDEL (1955, s. bes. Abb. 4) müßten quartäre Glacis im Bereich des Atakor vorhanden sein. Das dort herrschende Klima einschließlich seiner quartären Schwankungen mit relat. hohen Niederschlägen, bezogen auf die Umgebung des zentralen Wüstenraumes, wäre für die Ausbildung von Glacis jedenfalls geeignet. In einer Untersuchung über die Morphologie in der Zentralen Sahara haben BIROT, CAPOT-REY und DRESCH (1955) für das Ahaggar-Massiv „un modèle de type tropical“ als charakteristisch bezeichnet, und daß die quartären klimatischen Schwankungen mit Trocken- und Feuchtzeiten sich auch dort noch auswirken könnten. So können auch im Hoggar noch verschiedene Fußflächen (Glacis, regs) unterschieden werden. Damit zeigt dieses Gebiet klimamorphologische Verwandtschaft mit dem semi-ariden Nordafrika.

Mit dem Sudan und dem Bereich des tropisch-sommerhumiden Typus (vgl. dazu die Karte von W. LAUER [1952]) erreichen wir dann die Zone der „Flächen-spülung“, die erst kürzlich von J. BÜDEL (1957) unter dem Gesichtspunkt der Entstehung „Doppelter Einebnungsflächen“ untersucht wurde. Erst hier erreichen wir aber auch die wahre tropisch-wechselfeuchte „Flächenbildungszone“ mit ausgedehnten Rumpfflächen.

<sup>5)</sup> In der Diskussion zum Referat VOSSELER (Congr. Int. Géogr., Paris 1931), wendet sich DE MARTONNE gegen die begriffsverwirrende Verwendung des Wortes Piedmont (-fläche, -treppe) und möchte es in seiner ursprünglichen Bedeutung verwenden wissen: „plaine alluviale, étendue au pied des montagnes“. Diese ursprüngliche Sinngebung entspricht der Verwendung im Terminus „Piedmont-Glacis“ weitgehend.

Die von BÜDEL dargestellten Rand- und Spülpedimente sind — sofern sie nicht durch Hebung in ein anderes Abtragungsniveau kommen — in die Rumpffläche einbezogen. Es bleibt hier festzustellen, daß diese Randpedimente mit den Fußflächen bzw. den Glacis der semi-ariden Gebiete nicht völlig identisch sind, auch wenn sie morphologisch gewisse verwandtschaftliche Züge besitzen.

Damit kann die eingangs dieses Abschnittes gestellte Frage dahingehend beantwortet werden, daß die Fußflächen der semi-ariden Klimaregion ihre charakteristische Prägung in der Form der Glacis (Piedmont-Glacis) besitzen und die Glacis in ihrer morphologischen Entwicklung vom Pliozän und Quartär bis heute also einen typisch semi-ariden Formkomplex darstellen. Wenn J. DRESCH (1950, S. 19) schreibt, daß die Pedimente Nordafrikas (womit auch die „glacis d'érosion“ gemeint sind) keine charakteristische „Erosionsform“ der Aridität oder der Halbtrockenheit seien, wenn man die mittleren Jahresniederschläge zugrunde lege, so ist das unter der Voraussetzung dieser Beschränkung auf einen klimatischen Faktor richtig<sup>6)</sup>. Andererseits muß die aufgestellte Beziehung der Pedimentierung mit der klimatischen Erscheinung „wechselfeucht — mit der Konzentration der Niederschläge auf wenige Monate des Jahres“ m. E. ebenfalls differenziert werden, denn ein tropisch semi-humides Savannenklima gehört bereits der „Flächen-spülzone“ an, deren klima-morphologische Leitform schon die Rumpffläche ist<sup>7)</sup>. Diese jedoch kommt im semi-ariden Mediterrangebiet ausschließlich als fossile Form vor, wenn auch mit starken Abwandlungen ihres Zerstörungsgrades gegenüber mitteleuropäischen Rumpfflächen(resten). Es muß auch H. LOUIS (1957, S. 19) zugestimmt werden, wenn von ihm die „Pedimente der ariden Gebiete als etwas grundsätzlich anderes als die Flachmuldenlandschaften der wechselfeuchten Tropen“ bezeichnet und als „Vertreter des Kerbtaltypus der fluviatilen Abtragung“ angesehen werden. Zu berücksichtigen bleibt auch dann, daß diese fluviatile Bearbeitung der Fußflächen im semi-ariden Raum nicht allein von der Art der heutigen Formung betrachtet werden kann. Alle zu berücksichtigenden Faktoren können nur gemeinsam eine Erklärung bringen.

Nur kurz sei in diesem Zusammenhang auf das Problem der Inselberge auf den Fußflächen hingewiesen. Auch hier darf man m. E. nach keine völlige Gleichsetzung zwischen den wahren Inselbergen der tropisch wechselfeuchten Klimagebiete mit denen semi-arider Gebiete vornehmen. Der Unterschied, der vor allem den Übergang vom Hang zur Fläche betrifft, wurde mehrfach dargestellt. Der vorhandene Schuttfuß in semi-ariden Gebieten muß aber als Zeugnis dafür angesehen werden, daß die vorwiegend mechanische Aufbereitung des Schuttes nicht ausreicht, der „Flächenspülung“ den völligen Abtransport und damit die Heraus-

<sup>6)</sup> Auch WICHE (1955, S. 391) schreibt: „Die absoluten Regenmengen spielen keine Rolle; Pedimente finden sich sowohl bei unter 200 als auch bei weit über 1000 mm Jahresdurchschnitt.“ Das ist richtig, doch bleibt zu bedenken, daß es sich dabei in jedem Falle um einen semi-ariden bis ariden Gesamttraum handelt. Außerdem sind die Regionen mit über 1000 mm Niederschlag (im Gebirge!) darin so klein, da sie eben kaum ins Gewicht fallen. Würde der Gesamttraum überall so viel Niederschläge und mehr erhalten, gäbe es mehr Dauerflüsse, die chemische Verwitterung wäre größer und damit die Flächenbildung ähnlich der in den semi-humiden bis humiden Tropen-zonen und Monsungebieten. Dann spielt aber die absolute Regenmenge doch eine, und zwar eine erhebliche Rolle, wenn statt 200 bis 600 etwa über 2000 mm fallen. Daß zu berücksichtigen bleibt, bei welchen Temperaturen die Regenmengen fallen, sei hier nur erwähnt.

<sup>7)</sup> Man vergleiche dazu etwa die Luftaufnahmen von tropischen Rumpfflächen, wie sie J. TRICART (1956) aus West-Afrika (A. O. F.) veröffentlicht hat.

arbeitung eines scharfen Fußknickes zu ermöglichen. Wie man auch aus den Darlegungen R. BRINKMANNS (1932) schließen muß, sind die fossilen Inselberge Spaniens viel eher als Restberge und höchstens „inselbergartig“ zu bezeichnen (vgl. Abb. 8). Auf die Gesteinsunterschiede muß geachtet werden, da auch im semi-ariden Klima etwa granitisches Gestein stark zergrust und das Feinmaterial eher vom Fuß abtransportiert werden kann. Trotzdem wurden im semi-ariden Spanien ähnliche Inselberge, wie sie kürzlich BAKKER (1957) und CZAJKA (1957) zeigten, nicht beobachtet. M. HANNEMANN (1951/52) dagegen beschrieb auch aus Zentral-texas eine typische Inselberglandschaft. Nach seinen Aufzeichnungen zum dor-



Abb. 8. Restberg eines höheren Glacis an der oberen Moulouya (Ansegmir) nördlich Midelt/Marokko. Teil eines vollausgebildeten Glacisrassen-Systems am Piedmont des Ayachi. Zahlreiche Vorkommen solcher Restberge in dieser Region bis zu ausgedehnten tafelbergartigen Formen (Gara). Phot. H. MENSCHING, Sept. 1951

tigen Klima ist dies jedoch eher als semi-humid denn als semi-arid zu bezeichnen. Bei Sedimentgesteinen werden im semi-ariden Klima immer die Härteunterschiede der einzelnen Schichten besonders stark herausgearbeitet. Auch für die „Inselberge“ bleibt dann die „Tafelbergform“ typisch (Typ: die „Gara“ [Gour] NW-Afrikas).

Es sei darum — bezugnehmend auf das Gesamtproblem — nochmals hervorgehoben, daß man nicht generell das wechselfeuchte Tropen- und Subtropenklima als klimamorphologischen Bereich der Flächen und Inselberge zitieren sollte, sondern trotz gegenteiliger Auffassung einiger Autoren die Unterschiede auch in der Niederschlagsmenge berücksichtigen muß. Das ist vielfach nicht geschehen.

### 6. Einige Schlußfolgerungen

Wenn es richtig ist, daß unter semi-ariden Klimabedingungen nur Fußflächen in der Art der Glacis und Rand-Pedimente entstehen und letztere unter ariden Bedingungen einen sehr langen Zeitraum der Bildung notwendig machen — ausgedehnte Rumpfflächen aber keine klima-morphologische Leitform der semi-ariden Bereiche sind — so müßten wir uns bei der Erklärung der Genese von Rumpfflächen in Mitteleuropa eine Frage vorlegen: Sind wir weiterhin berechtigt, die vielen zweifellos weitgehend im Pliozän entstandenen „Rumpfflächen der Mittelgebirge und Vorländer der mittleren Breiten auf ein semi-arides Entstehungsklima zurückzuführen? In zahlreichen Arbeiten wird dieses Entstehungsklima sogar als mediterran-semiarid bezeichnet. Oder handelt es sich etwa in überwiegendem Maße wirklich nur um Fußflächen (W. PENCKS Terminus „Piedmontfläche“ wäre hier fehl am Platz), etwa um Glacis, deren Schutt- und Schotterbedeckung weitgehend entfernt ist und als deren Reste die Felssockel, d. h. die Pedimente, heute erhalten und wohl für jedes Mittelgebirge und dessen Rand typisch sind?

Abgesehen von den älteren, sicher unter tropisch wechselfeuchten Bedingungen (fossile Bodenrelikte!) entstandenen Rumpfflächen erscheint der weitere Rahmen unserer gehobenen Gebirge so durchaus erklärbar, wenn wir für das Pliozän — wie bisher immer geschehen — den Übergang vom tropisch wechselfeuchten zum subtropisch semi-ariden Klima annehmen. Doch für die so geschaffenen pliozänen Fußflächen von „Rumpfflächen“ zu sprechen, müßte implicite auch eine Morphogenese im tropisch wechselfeuchten Savannenklima einschließen. Diese Erklärung würde jedenfalls für den Aufbau unserer Mittelgebirge mit einer (oder mehrerer) meist miozänen oder älteren Hauptrumpffläche und zumeist mehreren Fußflächen — unter semi-ariden Bedingungen entstanden — den Beobachtungstatsachen völlig gerecht. Auch das Fehlen von tropischen Rotlehmrelikten auf den Fußflächen erklärt sich daraus, weil diese unter solchen semi-ariden Klimabedingungen nicht entstehen. Wo sie heute in solchen Klimagebieten gefunden werden, sind sie auch dort immer fossil.

Will man jedoch auch für das Pliozän die Entstehung ausgedehnter, echter Rumpfflächen annehmen, so müßte daraus die Konsequenz gezogen werden, daß diese auch nur unter tropisch-wechselfeuchtem Klima entstanden sein könnten. Diesen Schluß hat J. BÜDEL (1957 a) gezogen; er schreibt, „daß — im Gegensatz zur herrschenden Lehrmeinung — tatsächlich bis zum Ende des Pliozän in Mitteleuropa Klimaverhältnisse herrschten, die die lebendige Weiterentwicklung so breiter Spülflächen nach Art der heutigen rand- und subtropischen erlaubten“ (S. 35).

Sicher ist, daß die hier mitgeteilten Beobachtungen und Bemerkungen zur Entstehung von „Glacis — Fußflächen — Pediment“ nur eine von den beiden vorgetragenen Schlußfolgerungen zulassen. Zur weiteren Klärung wird es erforderlich sein, alle paläobotanischen und paläontologischen Hinweise auf das pliozäne Klima in Mitteleuropa genau zu überprüfen und mit den morphologischen Befunden aus den semi-ariden Gebieten des westlichen Mittelmeerraumes abzustimmen; dazu sollten durch diese Bemerkungen nur angeregt werden.

*Nachtrag.* Erst bei der Korrektur des Artikels erschien ein Aufsatz von W. CZAJKA: Schwemmfächerbildung und Schwemmfächerformen (Mitt. Geogr. Ges.

Wien, 100, 1958), dessen Inhalt viele Gedanken enthält, die sich mit denen der vorliegenden Arbeit im Einklang befinden. Die „Bergfuß-Schwemmfächer“ CZAJKAS entsprechen weitgehend unseren Glacis (Piedmont-Glacis) und sind „am besten in semiariden Gebieten entwickelt“ (S. 19). Dem Begriff „Piedmont-Glacis“ wird eine bestimmte Morphogenese dieser Form zugrunde gelegt, die auch dem Bergfuß-Schwemmfächer eigen ist und die CZAJKA in ähnlicher Weise herausstellt. Auf Einzelheiten einzugehen, verbietet hier leider der Raum.

### Summary

This paper wants to contribute to the discussion of the morphogenetic problem of piedmont plain, glacis, and pediments of semi-arid climatic areas in the western Mediterranean regions. Based on observations made in Spain and Northern Africa the author examines in details some later papers on this subject of discussion. He proposes to call, according to international terminology, the piedmont plains, the establishment of which goes back to the Pliocene but as to their recent features have been shaped in the Quaternary, "glacis". They have been marked out at the foot of the Pyrenees, Sierra de Gredos, and the Atlas mountains; they are features of accumulation as well as of erosion, mostly upon somewhat ancient pediments with clear Quaternary glacis-terraces. They are to be explained only in relation to the Pleistocene climatic oscillations and therefore considered as a feature going back to several periods. The more marked the mountain range in question has experienced the oscillation between Glacial-(Pluvial) and Interglacial-(Interpluvial) periods the more pronounced is the Quaternary structure of the glacis. This means a clear planetary alteration from the humid middle latitudes to the arid regions of Northern Africa. Accordingly from the late Tertiary up to now successive-polygenetic pediments are prevailing temporally in the desert areas showing only an indirect differentiation (by "regs").

The different activity of climatic oscillations in the Quaternary is to be considered not only zonally but vertically too, i. e. from the regions of the high mountains down to the foreland; this especially as the regulation of the river-load-conditions in the mountains must not necessarily correspond to the climatic circumstances prevailing at the foot area.

According to the author's view glacis are typical morphological complex-feat of semi-arid regions which extend as far as into the arid climatic area. Although there are similar climatically conditioned features – eventually caused by the extreme oscillation of dry and rainy seasons –, they are not to be equalized with the extensive peneplains of the tropic alternating-moist climatic zones. Nevertheless the total amount of precipitation is of great importance as it shows morphological effects perhaps from the areas at the tropical borders with heavy monsoon-rains to the semi-arid steppe of the Mediterranean regions. In the semi-arid areas the development of the surfaces is of less importance than their preservation. Both of them get their characteristic features in the shape of the piedmont-glacis being therefore typical for the semi-arid regions (and with their features in the arid climatic zone too), even when occasionally occurring in areas with a precipitation of 200–1000 mm per annum.

As real peneplains are fossil features in semi-arid regions too it is to examine whether the Pliocene surfaces of the Middle European humid latitudes are to be

interpreted as peneplains of a tropic seasonal moist savanna-climate or as piedmont plains (glacis and pediment) of a semi-arid climate. Palaeo-climatic investigation on the Pliocene has to confirm the one or other explanation.

### Résumé

Cet article veut être une contribution à la discussion du problème de la morphogenèse des glacis et pédiments dans les régions de climat semi-aride de la Méditerranée occidentale. Sur la base d'observations en Espagne et en Afrique du Nord, position est prise dans de nombreux nouveaux travaux sur ces questions. Il est proposé d'appeler glacis, dans l'esprit d'une terminologie internationalement reconnue, les pédiments qui remontent au Pliocène dans leur disposition, mais sont quaternaires dans leur développement actuel. Ces glacis, qui ont été décrits au pied des Pyrénées, de la Sierra de Gredos et de l'Atlas, sont des formes d'érosion et d'accumulation, le plus souvent sur des pédiments plus anciens, avec des terrasses de glacis prononcées. Ils ne peuvent être expliqués qu'en liaison avec les oscillations climatiques quaternaires des régions limitrophes et représentent par suite une forme polychrone. La division quaternaire du glacis est d'autant plus claire que la participation de la chaîne de montagnes considérée à l'alternance: glaciaire (pluvial), à interglaciaire (interpluvial), a été plus marquée. Il y a un changement net, à l'échelle planétaire, des latitudes moyennes humides aux régions arides d'Afrique du Nord. Dans le désert prédominent donc temporairement du tertiaire supérieur à aujourd'hui des pédiments «passagers» c.-à-d. polygéniques, qui n'occupent directement qu'un étage (par les «regs»).

Mais l'activité différente des variations de climat au quaternaire doit être considérée non seulement zonalement, mais aussi verticalement; donc des escarpements de la haute montagne à l'avant pays; ceci en particulier parceque la répartition de la dimension de la charge des fleuves de montagne, sert, pour le piedmont, non sans exceptions d'ailleurs, à correspondre aux conditions climatiques régnantes plus haut.

Les glacis sont, suivant l'auteur, des formes typiques du domaine semi-aride, qui s'étendent jusque dans le domaine aride. Ils ne sont pas comparables aux vastes surfaces d'aplanissement de la zone du climat tropical à pluies saisonnières, bien qu'existent des formes semblables, dues au climat – peut-être à l'alternance – saison sèche – saison des pluies. Cependant la somme des précipitations a une grande importance, puisqu'elle joue un rôle morphologique des régions de bordure tropicale et de mousson aux steppes méditerranéennes semi-arides. La formation des surfaces recule fortement en climat semi-aride devant l'entretien des surfaces. Les deux maintiennent, dans les glacis de piedmont, leur forme caractéristique, qui sont donc typiques du domaine semi-aride (et avec leurs formes, aussi, dans le domaine aride), même si elles se trouvent là localement dans des domaines aux précipitations annuelles de 200–1000 mm.

Comme de véritables surfaces d'aplanissement sont, également, en domaine semi-aride, des formes fossiles, il reste à voir, si on veut comprendre du point de vue de la morphogenèse les surfaces pliocènes des latitudes humides de l'Europe moyenne comme surfaces d'aplanissement sous un climat de savanne, tropical à pluies saisonnières ou comme pédiments (glacis et pédiment) sous climat semi-aride. Des recherches paléoclimatiques pour le Pliocène doivent assurer l'une ou l'autre explication.

### Literaturverzeichnis

- BAKKER, J. P. (1958): Granitverwitterung in Surinam. D. Geographentag, Würzburg 1957. Tag.-Ber. u. Wiss. Abh.
- BIROT, CAPOT-REY, DRESCH (1955): Recherches morphologiques dans le Sahara central. Trav. Inst. Recherches Sahariennes, 13, 13–74.
- BRINKMANN, R. (1932): Über fossile Inselberge. Nachr. Ges. Wiss. Math.-Phys. Kl., S. 242–248.
- BÜDEL, J. (1952): Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Nieder-Afrika. Erdkunde 6, 104–132.
- BÜDEL, J. (1955): Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentrale Sahara). Erdkunde, Bd. 9, 100–115.
- BÜDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. Z. f. Geomorph. I, NF 1, 201–228.
- BÜDEL, J. (1957a): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. In: Beiträge zur Geographie Frankens. Würzburger Geogr. Arb. 4/5 (Festschrift z. 31. Geographentag in Würzburg), 5–46.
- CZAJKA, W. (1957): Das Inselbergproblem auf Grund von Beobachtungen in Nordost-Brasilien. Geomorph. Stud. Machatschek-Festschrift, P. M. Erg.-Heft 262, 321–336.
- DRESCH, J. (1950): Sur les pediments en Afrique Méditerranéenne et Tropicale. C. R. Congr. Intern. Géogr., Lisbonne 1949, 19–28.
- DRESCH, J. (1953): Systèmes d'érosion en Afrique du Nord. Cercle d'Etudes Géographiques de Lyon, 20, 253–261.
- DRESCH, J. (1957): Pediments et glaciis d'érosion, piediplains et inselbergs. L'information Géographique, 5, 183–196.
- HANNEMANN, M. (1951/52): Eine Inselberglandschaft in ZentralTexas. Die Erde, 3/4, 354–365.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1950): Las „rañas“ del occidente de España. Congr. Int. Géogr., Lisbonne 1949, Rés. et Comm.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1957): Livret-Guide de l'excursion C 1. Gredos, INQUA, V. Congr. Int., Madrid-Barcelona.
- JOHNSON, D. (1932): Rock Planes of Arid Regions. Geogr. Review, 656–665.
- JOLY, F. (1950): Pediments et glaciis dans le Sud-Est du Maroc. Congr. Int. Géogr., Lisbonne 1949.
- LAUER, W. (1952): Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehung zu den Vegetationsgürteln. Bonner Geogr. Abh., H. 9.
- LAUTENSACH, H. (1951): Die Niederschlagshöhen auf der Iberischen Halbinsel. (Mit Niederschlagskarte.) Pet. Mitt. 3, 145–160.
- LOUIS, H. (1957): Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. Geomorph. Studien. Machatschek-Festschrift, P. M. Erg.-H. 262, 9–26.
- MENSCHING und RAYNAL (1954): Fußflächen in Marokko. Pet. Mitt. 3, 171–176.
- MENSCHING, H. (1957): Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima. Ref. D. Geographentag, Würzburg 1957. Tagungsbericht, Wiesbaden 1958.
- MORTENSEN, H. (1929): Inselberglandschaften in Nordchile. Zeitschr. f. Geomorph.
- MORTENSEN, H. (1953): Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Jg. 1953, 2, 3–19.
- MORTENSEN, H. (1957): Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. Zeitschr. f. Geomorph., NF 1, 44–56.
- PANZER, W. (1933): Die Entwicklung der Täler Kataloniens. Géol. des Pais Catalans. Vol. III, 21, Barcelona.
- PANZER, W. (1926): Talentwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien. Abh. Senkenb. naturf. Ges. 39, 140–182.
- RAYNAL, R. (1952): La Région de la Haute Moulouya. Aspects de la Géomorphologie du Maroc. Not. et Mém. 96.
- SCHMIEDER, O. (1915): Die Sierra de Gredos. Mitt. Geogr. Ges., München.
- SPREITZER, H. (1957): Die quartäre Vergletscherung des Kilikischen Ala Dag im Taurus. Vortrag INQUA, Congr. Int. Madrid-Barcelona, 1957 (Rés. des Comm., S. 179).

- TAILLEFER, F. (1950): Ancient arid and semi-arid piedmonts north of the Pyrenees. Congr. Int. Géogr., Lisbonne 1949, Rés. Comm., S. 40.
- TRICART, J. (1955): Types de fleuves et systèmes morphogénétiques en Afrique Occidentale. Bull. Sect. Géogr. Com. Trav. hist. et scientif., Paris, S. 303–345.
- VOSSELER, P. (1931): Die Ausbildung und Zerstörung tertiärer Rumpfflächen im Nordwesten der Iberischen Halbinsel. C. R. Congr. Int. Géogr., Paris 1931. Mit Diskussionsbemerkungen von E. DE MARTONNE.
- WICHE, K. (1955): Fußflächen im Hohen Atlas. Sitz.-Ber. Österr. Akadem. Wiss. Math.-Phys. Kl., Abt. I, 164, 389–416.
- WISSMANN, H. v. (1951): Über seitliche Erosion. Coll. Geogr., Bd. 1, Bonn.

# Fine-Textured Erosional Relief in New Zealand

By

C. A. COTTON

## *Introduction*

Relief of fine texture due to sculpture by streams of running water is characteristic of New Zealand, being almost ubiquitous throughout this middle-latitude island group and being especially conspicuous where streams are for the most part graded and their junctions are accordant. The climate being in most parts humid, there can be no doubt that dissection has taken place under a cover, in many places a dense cover, of vegetation. The resulting landscapes (Photos 1, 2) so closely resemble those of many forested tropical regions – the Fiji Islands (Photo 3)<sup>1)</sup>, for example – as to leave little room for doubt that identical processes have been in operation during their formation. These processes are clearly those that are now shaping erosional forms of minor relief throughout very extensive, largely forested regions in tropical and middle-latitude belts; they are so widespread in their operation that it is natural to call them “normal”. Resemblance of the dissection patterns and textures on sierras of semi-arid regions (cf. DAVIS [1912], S. 276, Tafel 7) to these might suggest that a cover of continuous vegetation was not essential for such sculpture; but however that may be the forested zone must have been widely displaced in Quaternary cold ages, and it is reasonable to assume that dissection in many regions now climatically deforested took place under forest cover. If it be granted that in maturely dissected regions, especially where streams are graded and junctions are accordant, resemblance in stream patterns and in texture of dissection implies community of origin, the assumption of development under forest is at least preferable to the alternative that regions now humid and forested inherit their minor relief from an extremely recent hypothetical episode of greater aridity.

Literal acceptance of the opinion of TRICART and CAILLEUX that forest cover is almost inhibitive of erosion might, however, necessitate adoption of the latter alternative. Though these authors (1955, p. 115) admitt that “in temperate

<sup>1)</sup> The Fiji Islands were clothed with forest 150 years ago. The same type of landscape sculpture is found on wet and dry sides of high islands (MARSHALL [1953], figs. 2–4).

forests... most rivers... carry a load of solid debris which assists them 'to excavate their channels', and regard the incision of channels as "the most important mechanical process in this climatic environment", they (p. 207) nevertheless describe "the forest zone of middle latitudes" as "one in which morphogenetic processes are feeble, where relief is shaped much less rapidly than in the cold and dry zones adjoining". They claim also that "a great part of the relief in this zone is relict, not now developing", and that "the efficiency of the protection afforded the surface by forest from mechanical processes of ablation allows survival to a considerable extent of Quaternary landforms"<sup>2).</sup>

It is not surprising that fine-textured and sharply cut consequent-insequent dissection of hilly landscapes under primitive forest, common though it is, has very rarely been specifically described, for the forest blurs the relief and hides minor landforms to a considerable extent. Such forms may be spectacularly revealed by clearance of forest (Photo 1).

### *Slopes subject to dissection*

The minor relief that is conspicuous in almost every view of cleared or grassland country in New Zealand, and equally so in some other middle-latitude regions (California, for example) as well as in many moist tropical regions<sup>2a)</sup>, is in most cases the result of fine-textured dissection of the broad slopes of some larger-scale relief; these slopes must in this connexion be described as "initial" forms. Apart from constructional slopes of positive volcanic features and of

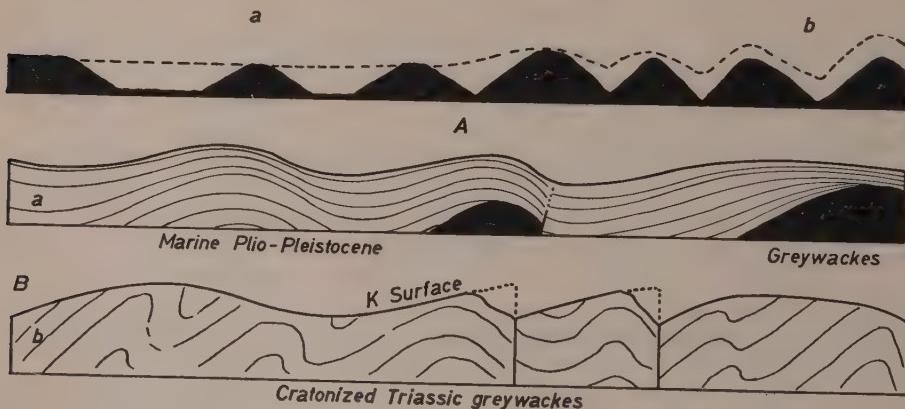


Fig. 1. Origin of major slopes such as may be subject to sculpture into fine-textured relief by running water. A: Sides of (a) newly incised, and (b) rejuvenated valleys in a stable region. B: Tectonic slopes produced by deformation (a) of a newly emerged sea floor; and (b) of a surface of planation

<sup>2)</sup> KING ([1957], p. 98) stresses the importance of a continuous cover of grass, rather than of forest, in conserving landscape form. He avers, however, that "landscape differences arise only 'partly through the nature of the vegetation'". Further, "climate is not the controlling factor at all" as regards these, but rather "the physical properties of bedrock and waste mantle". Some measure of control by the latter was recognized by DAVIS ([1912], S. 185).

<sup>2a)</sup> Such as the islands of the south-western Pacific (Photo 3) and Formosa, where, as shown by TSCHANG (1957), river corrosion is very active.



Photo 1. Typical fine-textured (mainly insequent) pattern of dissection in New Zealand humid, forested, hill country, Wangamoa, near Nelson. Replacement of forest by surface-sown pasture is in progress. Photo: V. C. BROWNE

anchored and cemented dunes, such initial slopes may be erosional or tectonic, those of the latter kind being common in New Zealand.

Erosional slopes (Fig. 1, A) are the sides of valleys newly cut by rivers. Some of these, where rivers are incised (a) in plateaux or peneplains as a sequel to Quaternary lowerings of base level, caused either by sinking of ocean level or by some local shifting due to more or less regional earth movement, will be subject to consequent-insequent dissection. Many pre-existing valleys, however, have been rejuvenated (b) in districts that already had some relief, either initially tectonic, but now dissected, or, quite commonly, the structurally controlled purely erosional relief which the French, following A. de Lapparent, call Appalachian. On the new side slopes of such valleys many dissecting streams are inherited from an earlier cycle, but generally as these become incised some new streams also develop, for the most part consequent.

Tectonic slopes (Fig. 1, B), in many cases potentially smooth but subject to dissection both during and after deformation, are those produced by recent strong warping and tilting such as may deform (a) an emerging coastal plain (e. g. in north-west Wellington, *infra*) or (b) a previously eroded surface such as a peneplain or other erosion surface which may be of very small relief. Tectonic slopes have commonly been taken (along with slopes of volcanic accumulation) as exemplary of initial forms on which consequent streams begin to flow and on which consequent-insequent patterns of drainage eventually develop. To begin with the consequent pattern may be centrifugal, or many small streams parallel to one another may drain into a larger (primary consequent) trunk stream; centripetal and also vaguely branching consequent systems may develop also.

### *Some New Zealand tectonic slopes and their dissection*

#### *A folded coastal plain in north-west Wellington*

Textbook treatment of the development of a drainage pattern (*Urfußsystem*) with initial anticlinal divides (*Urwasserscheiden*) and infantile rivers following the axes of surficial synclines (*Urmuldenlinien*) is generally deductive (cf. DAVIS, [1912], S. 32–34; Fig. 3), and it has been necessary to select for description as “young” valleys and landscapes examples chosen from “other than the simple first-cycle case” (COTTON [1942], p. 41). It is not unusual, indeed, almost to apologize for postulating a “first” cycle at

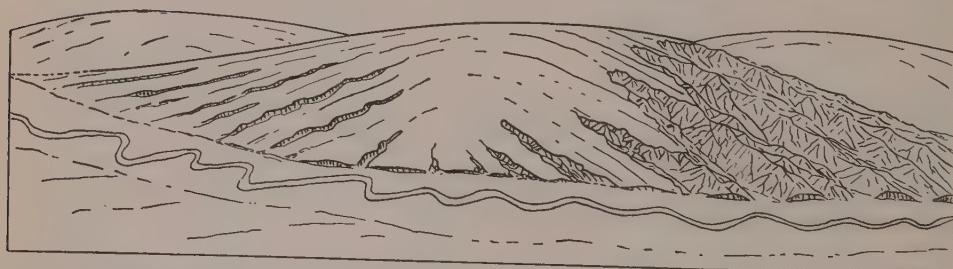


Fig. 3. Ideal consequent-insequent dissection (young at left; mature at right) of a new or growing surficial anticline on a coastal plain (cf. Photo 4). Synclinal primary, or trunk, consequent river in the foreground

all. While "the erosional history of most land areas began with emergence of a sea floor . . . in nearly all cases uplift has been renewed from time to time, . . . and so present-day landforms . . . are rarely referable to the cycle initiated by the first emergence. Clearly, however there must have been such a first cycle, and deductions concerning the probable forms of the landscape of the first cycle are helpful in the explanation of many features of the present-day or nth cycle" (COTTON [1941], p. 23).

First-cycle patterns of dissection and sculptural relief such as have been deduced for stages of youth and maturity must not be regarded as purely imaginary and hypothetical, however. A "first" cycle is in progress now on an irregularly upheaved coastal plain with strongly undulating tectonic relief over an area of upwards of 1000 km<sup>2</sup> in the north-west of Wellington province (N. Z.), which has been described by TE PUNGA (1957). Here a number of surficial anticlines with relief of 150 m to over 300 m have been produced by differential movement that has accompanied or immediately followed very late Quaternary emergence of a shallow-sea floor. On the anticlines first-cycle relief varying from very young to fully mature in different places has resulted from incision of consequent and later of insequently branching stream valleys in the coastal-plain formations (Photo 4; Fig. 3)<sup>3)</sup>.

### Tectonic relief around Wellington city

Consequently dissected slopes of quite recent tectonic origin are well exemplified also on mountains and hills in the southern part of the North Island. In the vicinity of Wellington, for example, erosional sculpture of fine texture so developed is conspicuous, replacing a smoothly planed surface that has truncated deformed greywackes prior to the upheaval of tectonic forms. It diversifies the slopes of tectonic blocks and domes that were produced by surficial folding and deformation of probably mid-Quaternary date<sup>4)</sup> (COTTON [1957a]). Examples of such forms have been described (COTTON [1957a], pp. 777-783) in the western part of Wellington Peninsula (Fig. 2), west of the lake-like Port Nicholson embayment (COTTON [1957a], photos 1-3), itself tectonic.

<sup>3)</sup> The only definite dating of a former seaward margin of this coastal plain (TE PUNGA [1958]) indicates positive movement of sea level to the extent of 46 m within the least 9900 years, during which rise the shoreline was kept approximately constant in position by progressive progradation. This figure is sufficiently close to the glacio-eustatic rise of sea level during the last 10,000 years as measured in other parts of the world to indicate that emergence of the coastal plain due to upheaval had ceased 10,000 years ago. The emergence has, however, been a very late Quaternary event (TE PUNGA [1957]), and, despite the apparent stability of the margin, there is good evidence that the surficial anticlines of the undulating plain are still rising, for a river that crosses them has deepened its valley 30 m in the last 3000 years (TE PUNGA [1953]). By extrapolation from this, and by inference from the very late Quaternary age of the surficial strata of the coastal plain, it has been estimated by TE PUNGA (1957) that most of the tectonic relief must have developed within the last 20,000 years.

<sup>4)</sup> At this late date arose also the mountains of the north-west of the South Island. Geological evidence cited by SUGGATE ([1957], p. 24) in the Reefton district indicates that that district was still "fairly flat" in the early Pleistocene; but the Southern Alps, to the east, then began to rise; while, in the Reefton district itself, the Victoria and Paparoa ranges (1500 m) arose only in the "latter part of the lower Pleistocene". These mountains have now sharply mature erosional relief due to late Quaternary dissection. No part of a pre-existing surface is reported as surviving on their summits, and only a rough indication of its form is given by accordance of summit levels (SUGGATE [1957], pp. 60-61).

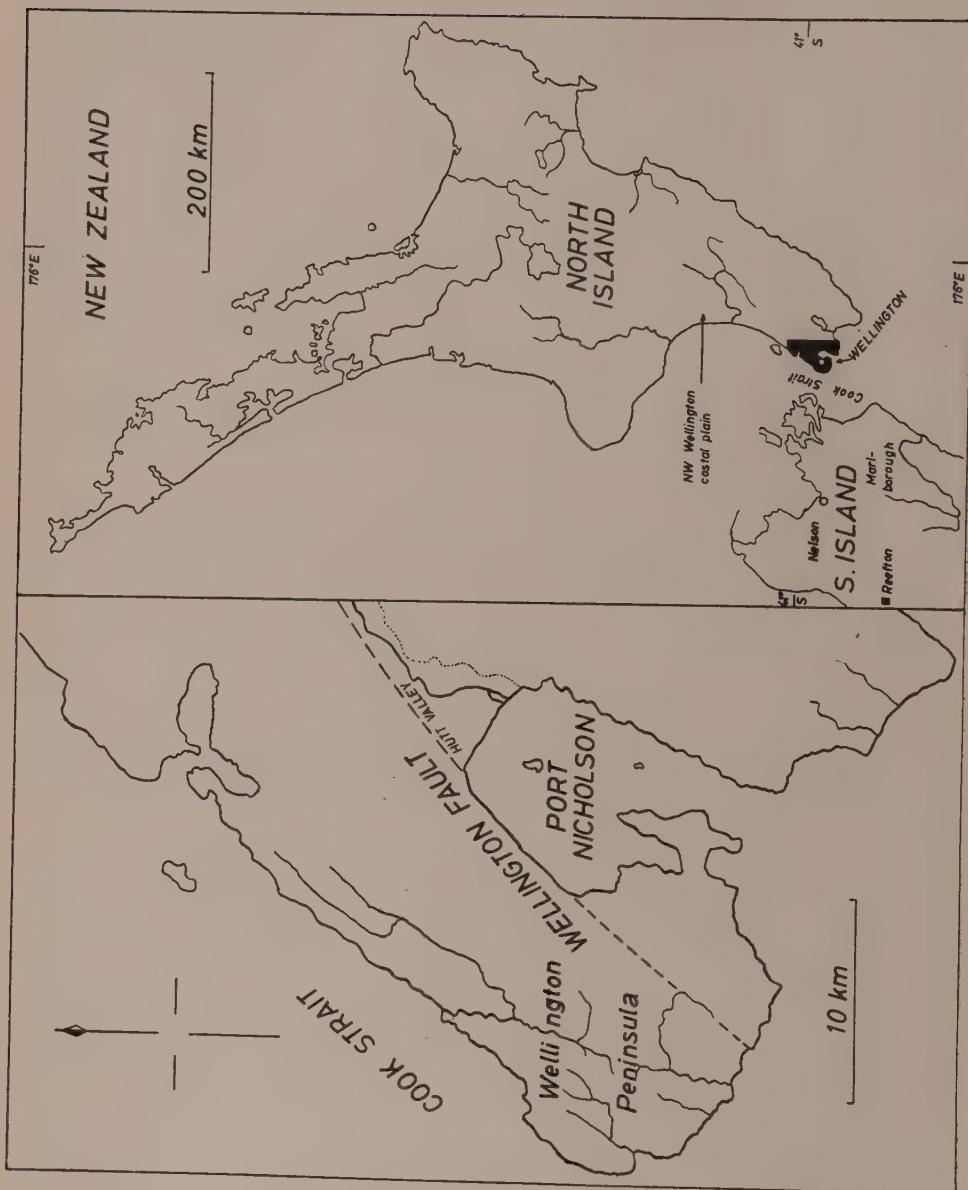


Fig. 2. Locality maps

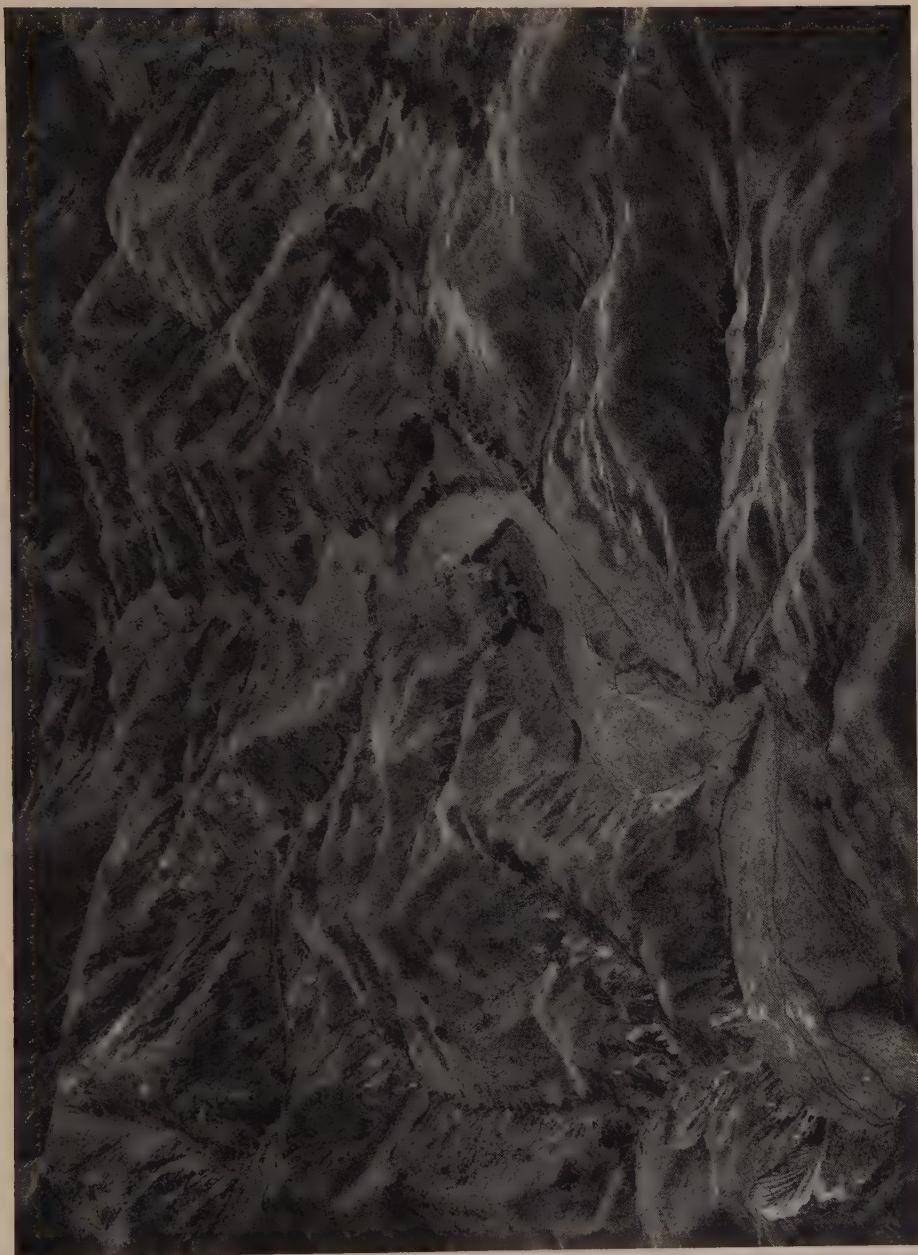


Photo 2. Hill-and-valley relief, Acheron Valley, Marlborough, N. Z. Natural grassland with patches of beech forest; sub-humid climate. Photo: N. Z. Aerial Mapping

Major slopes and relief on part of the Wellington Peninsula

A photograph of the western part of Wellington Peninsula taken from the air by Professor D. W. MCKENZIE (Photo 5) successfully portrays both the tectonic features and their fine-textured erosional sculpture. The area photographed



Photo 3. A tropical landscape with graded valleys, accordant junctions, and fine texture of dissection, on moderately indurated terrain, Fiji Islands. Patches of primitive forest survive.  
Photo from C. MARSHALL

is shown in Fig. 4, and generalized west-to-east profiles (not to scale) across the northern and southern parts of it (rear and front of the landscape shown in Photo 5) are drawn in Fig. 5. Here the land surface is not only dislocated by faults but is also folded<sup>5</sup>.

In the distance (at left) in the view photographed some tilted blocks are seen, with east-facing tectonic scarps. On the moderately inclined westward slopes of these there are residual strips of a planed surface, though redissected to some extent. This is the "K Surface" (COTTON [1957a], p. 774), which has been

<sup>5</sup>) It becomes apparent from informal discussions that some geologists doubt the correctness of statements that unburied erosion surfaces have been folded, as is assumed to be the case in Figs. 1 C and 5. The geologist R. WILLIS (1925, pp. 648–650) has clearly recognized such folding, however, remarking: "Even in massive rocks [this would apply equally to cratonized terrain] blocks may be deformed by compression, thereby warping their surfaces." The recognition of pronounced flexure of the surface, especially of a surface bevelling indurated deformed rocks, raises the question of the mechanism of "folding" of non-plastic material. Sharp folding of a peneplain that bevels crystalline schists is known in Otago, South Island of New Zealand (COTTON [1957b], p. 29). Surficial features thus produced cannot be regarded as plastic folds

peneplanation, so as to destroy such pre-Quaternary relief as may have existed. Fault angles separating tilted blocks contain the consequent streams of Black Gully and the West and East branches of the Oteranga River.

Where the K Surface survives more or less intact it clearly defines the tops, whether flat or convexly curved and whether nearly horizontal or strongly tilted, developed continuously across the Wellington district, quite probably by true



Photo 4. View looking NNE over the crest of the Pohangina Anticline, a positive undulation (surficial anticline) of the folded late-Quaternary coastal plain of NW Wellington. Formerly forested. To the north, where the crest attains 335 m and the east flank especially is steep, dissection is mature; in the foreground dissection by west-flowing streams is very young.  
(Cf. Fig. 3.) Photo: CHARLES C. RICH

of tectonic blocks and undulations. There is a recognizable remnant of the K Surface at 458 m on the Terawhiti ridge (Fig. 4). A long slope of that surface, with shallow redissession, ascends eastward from the tilted blocks (see also Fig. 5, profile A), starting from a fault angle, and arches over, becoming horizontal

such as affect individual strata, but are more probably due to multiple small-scale faulting that produces something of the nature of the "continuous composite-wedge" structure pictured by MIGLIORINI (1948), in which smooth curvature of an upper surface would result if the number of faults increased indefinitely.

MACDONALD (1957) remarks with reference to sharp monoclinal flexing of surficial lava flows in Hawaii, thus folded after, but not long after, consolidation: "The bending is in places smooth and regular. It appears to be accomplished largely by slight opening and closing of the numerous nearly vertical joints"; but, as the flexed sheets of lava are thin, he is able to appeal to some contributory "slippage between beds", such as cannot occur in massive or cratonized rocks.

and then descending again towards the axis of the Makara Valley. On the crown of the arch so formed, at altitude about 300 m, is one of the largest peneplain remnants in this district, about 2.5 km<sup>2</sup> in extent. This is one of the few surviving parts of the K Surface which, because they have remained level and have therefore escaped dissection, were at one time accepted as evidence that the land had been upraised with little or no deformation (COTTON [1912]), and also,

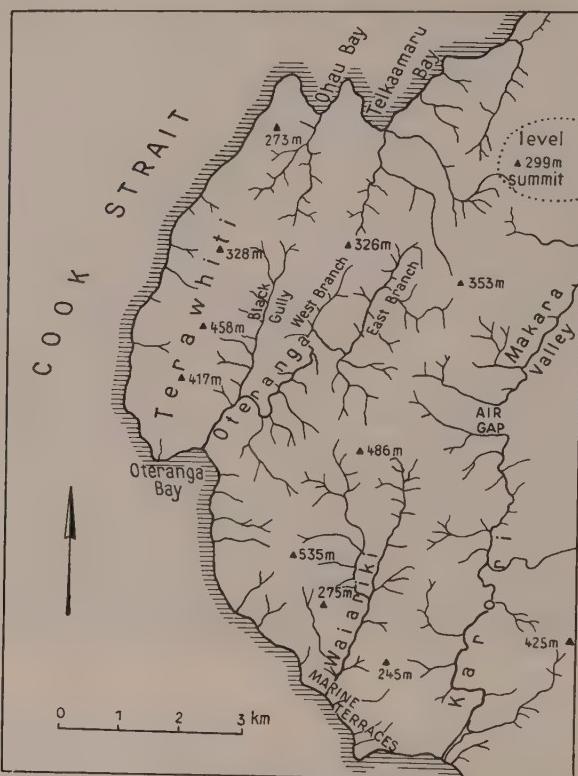


Fig. 4. Western part of the Wellington Peninsula

because of considerable differences in altitude between such remnants, that this district had experienced successive partial planations, hypotheses that have since been abandoned. The K Surface descends northward also to Cook Strait in undulations with a fluted outline recognizable in bays of tectonic origin (Ohau and Te Ikaamaru).

As interpreted in the profile B (Fig. 5) features in the southern (nearer) part of the area photographed are for the most part different in character from the tilted surfaces and associated fault angles described above. A strongly domed part of the K Surface, culminating at 582 m (Fig. 4), is conspicuous in the west (left) foreground, whence the surface descends below sea level in Oteranga Bay.

The domical landform is now dissected by a centrifugal system of consequent streams. Farther east (5 km distant and not seen in the photograph) is another similar dome (Fig. 4, 425 m), and another one culminates at 486 m, a little to the right of and above the centre of the photograph. The centrifugal systems of valleys dissecting these and also a fourth dome, Hawkins Peak (Photo 6), still farther east and thus outside the area included in Fig. 4, are very much alike.

In the eastern (right) part of the view seen in the photograph (Photo 5) the valley of the Waiariki stream is conspicuous because it is quite straight (trending north-north-east, like the fault-angle valleys of the Oteranga system). The course of this stream, rectilinear for 4 km, leaves little doubt that it is guided by a fault, especially when its straightness is contrasted with the devious courses of other streams in the vicinity and of its own largest tributary. The fact that the valley is of V section need not, however, be taken as proof of development from a fault

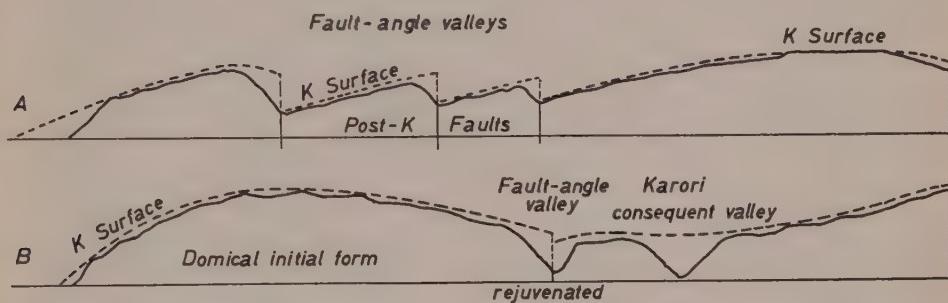


Fig. 5. West-to-east profiles (not to scale) across the Wellington Peninsula. A, B: see text

that has been very recently active, for the V form is due to rejuvenation following an upheaval of the land to which marine terraces across its mouth testify (Photo 5). The valley as a whole is not of more recent origin than others round about. Because it is narrower and more symmetrical than the fault-angle valleys of the Oteranga system it seems necessary to take into account the possibility that it originated as a fault-line (or fault-zone) valley developed by headward erosion. This theory seems less acceptable, however, than the alternative view that it also is a fault-angle consequent valley, but one that has been very shallow at first and owes its present depth to the rejuvenation that has taken place comparatively recently (COTTON [1957a], p. 782). This interpretation has the advantage of not invoking a special theory of headward (subsequent) erosion to account for the valley, an origin that would apparently make it unique in this locality, where all the large streams appear to be consequent.

#### Erosional sculpture on tectonic slopes in the Wellington Peninsula

Certain parts of the K Surface at Wellington have been upheaved with little deformation and some small parts are not even tilted appreciably. Thus there are relics of almost undissected peneplain; but these are few in number and none of them is of large area, so that they constitute as a whole only a very small part



Photo 5. View looking north across the western part of Wellington Peninsula (Fig. 4). Formerly forested. Tilted blocks in distance, at left; level remnant of K Surface at right. Foreground: dissected surficial dome at left; rectilinear Waiariki (fault-guided) valley at right. Photo: D. W. MCKENZIE

of the landscape. Slopes the initial forms of which, after the deformation of the K Surface, have been strongly tilted or upraised as domes are quantitatively far more important units, and such slopes are dissected now into multitudinous small spurs and ridges (Fig. 6; compare Photos 5, 6). The erosional ensemble is mature; in some parts it is sharply mature, or feral, but elsewhere more subdued; but the relief displays everywhere a uniformly fine texture of dissection<sup>6</sup>) (*feine Gliederung*, as used by DAVIS [1912], S. 181, 184–186), which is quite obviously attributable to erosion by very numerous, and therefore for the most part small, branching streams of running water. The fineness of dissection is such

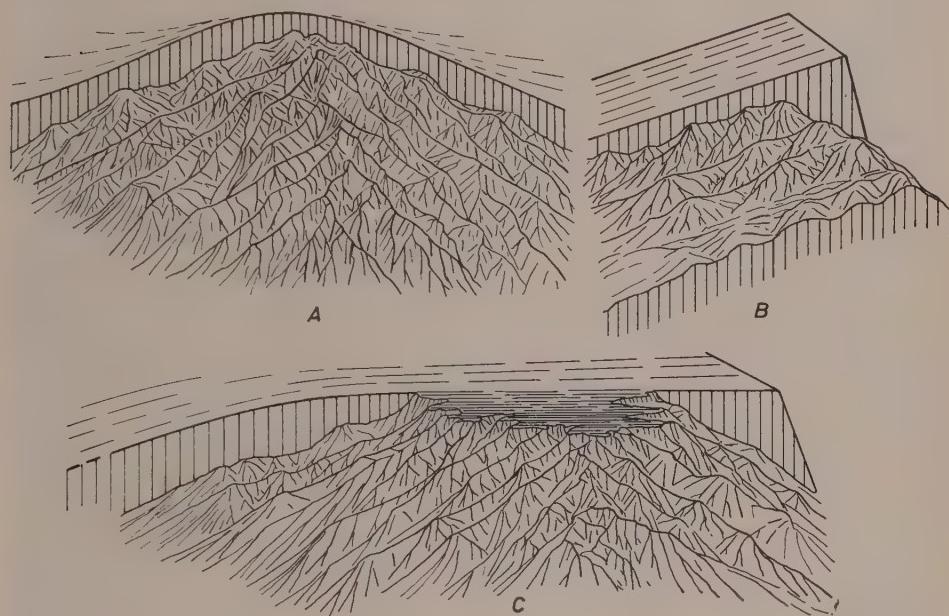


Fig. 6. Ideal consequent-insequent dissection of (A) a surficial dome; (B) the back slope of a tilted block; and (C) a tectonically isolated peneplain remnant

that the density of ultimate gullies, separating an equal number of the smallest spurs, is at least several hundred per square kilometre, and the "drainage density" (aggregate length of channels, i. e. valley, ravine, and gully axes in which water sometimes flows, in miles per square mile of country: HORTON [1945], p. 283) is of the order of 100.

Many of the water streams are consequent, but, as is commonly the case, the density of consequent drainage has been increased by frequent consequent branching. Insequent tributaries of the first-formed consequents and also many

<sup>6</sup>) DAVIS (1912, S. 181) regarded texture (*Gliederung*) as of equal importance with the often quoted "structure, process, and stage" (*Struktur, Vorgang, Stadium*) in the description of landscape form due to erosional sculpture.

of the consequent streams themselves have extended headward so as to complete the coverage and thus to ensure early development of mature dissection wherever slopes have been steep enough to stimulate this process.



Photo 6. View looking SSW across formerly forested hills, cleared and grassed, of Wellington Peninsula, showing fine-textured sculpture produced by consequent-insequent dissection. At the rear is a surficial tectonic dome dissected to a pyramidal form by centrifugal consequent streams.

Photo: D. W. MCKENZIE

Ideas are extremely vague as to the absolute time required to produce such maturity of dissection, but evidence from New Zealand landscapes, where any is available, indicates that the lapse of time thus indicated may be geologically

insignificant and may be measurable in thousands or tens of thousands of years rather than in geological ages or epochs. The view is no longer tenable that, apart from rillwash, or "badland", dissection due to accelerated erosion, the rapidity of which is never questioned, dissected landscapes, especially those that have been developed in great part by headward erosion, are the products of changes of form so slow as to merit the description "secular". The features of early Quaternary, to say nothing of late Tertiary, landscapes have long ago been destroyed or changed beyond recognition. On the hills around Wellington and in other parts of central New Zealand there is evidence (*infra*) in the way of fossilization of the details of topographic form and of dissection and redissession within short periods that the process of land sculpture is very rapid.

This conclusion as to the fast tempo of hillside dissection — with the corollary that the spur and valley pattern is constantly changing — is strikingly confirmed by observations made by H. W. WELLMAN (personal communication) in the Wairau Valley, Marlborough, where the terrain undergoing dissection is similar to that at Wellington. Whereas on a terrace 20 m above the Wairau River which Dr. WELLMAN believes to be fluvio-glacial and to be no more than ten to twenty thousand years old strike-slip displacement of 60 m on the Wairau Fault (c f. WELLMAN [1953]) is indicated by geomorphic evidence, on an adjacent hill-slope crossed by the surface trace of this fault offsetting of relief forms (spurs and gullies) by the dislocation can be traced only to the extent of about 12 m. This seems to show that the pattern of minor erosional relief on the hillslope changes very rapidly; it may indicate that the present-day forms of relief have been in existence for only perhaps two to four thousand years. These hillslopes having been forested, the question arises of dissection, or rather of the possibility of immunity from dissection, under forest cover, a matter that must be taken up later.

The upland surfaces at Wellington are underlain by a deformed-greywacke terrain. Though the rock types composing this, as described petrographically (REED [1957a]), are resistant to erosion, the greater part of the terrain is intensely shattered (REED [1957b]), and the shattered and fissured rocks are also rotted by chemical alteration, so that the terrain can in reality be dissected to a considerable depth by running water with great ease and hence very rapidly.

The almost uniform weakness of the rocks due to deep decay nullifies the effect of interbedding of strata that differ potentially in their resistance to erosion. Thus the relief is scarcely at all controlled or more than very slightly influenced by erosional adjustment to rock structure. To this can be attributed a prevalence of consequent and absence of subsequent branching of the very numerous small streams that have taken part in fine-textured dissection.

The first streams to flow after the K Surface was deformed were consequents running down the back slopes of tilted blocks and the flanks of anticlinal and domical surficial forms (Fig. 6, A and B), while trunk consequents flowed among and around these. Patterns of consequent-insequent drainage and dissection border peneplain remnants (level parts of the K Surface), whether these have been isolated tectonically or by prolonged erosion (Fig. 6, C). On all kinds of slopes there are now branching systems of spurs between the valleys and ravines of consequent and insequent origin. In some places ridges and spurs are narrowed almost to sharp edges, but in others, generally where dissection is

shallower, the depth being controlled by the initial or tectonic form, former sharp edges have given place to rounded crests, though the texture of dissection remains the same<sup>7</sup>). The texture being fine, maturity of dissection has been attained at many places without deep incision of valleys. The radial valleys are rather deeply cut, however, on the strongly domical uplifted areas, and these have been dissected so thoroughly that their cores have become roughly pyramidal peaks from which ridges radiate (Fig. 6, A; Photo 6).

### Erosional sculpture elsewhere

The fine-textured type of mature dissection described above is by no means peculiar to the Wellington district; it occurs very widely in New Zealand, being especially well developed on greywacke terrains but not confined to these. It is found also in many other humid forested and formerly forested regions. When developed on the older and more resistant rocks it seems to be related to a susceptibility of these to chemical weathering.

Such relief is quite distinct from dissection due to "accelerated" erosion, for which the description "badlands" is sometimes used, though the original badlands of western North America are really examples of extremely fine consequent-insequent dissection (largely insequent, c f. DAVIS [1912], S. 185). Assuming justification for the borrowed term, "badland" dissection due to accelerated erosion is of entirely different origin, being not only of ultrafine texture but also almost wholly consequent and due to rainwash (largely rill work) in special circumstances on the steeper slopes of terrain already dissected. These slopes have been under forest or other protective vegetation and the exposure of their regolith — or, in some cases, of soft bedrock — to rainwash has been brought about by destruction or depletion of the vegetal cover, perhaps climatic but commonly the result of human activities tillage or overgrazing (see Photo 2, at left). The description "badlands" has also been carelessly applied by some authors to maturely sculptured landscapes that are, like true badlands, examples of consequent-insequent dissection but have fine, not ultra-fine, texture<sup>8</sup>) (c f. DAVIS [1912], Tafel 5).

The fact that fine-textured dissection that is in part, perhaps largely, insequent has developed under forest leads to doubt as to the general applicability of conclusions arrived at by TRICART and CAILLEUX (1955) with regard to the supposed inefficiency of small streams of running water as eroding agents, especially under forest. Their views concerning inhibition of stream corrosion under forest have been perhaps unduly influenced by observations in Equatorial rain forests, under which, at the high temperatures always prevailing, chemical wea-

<sup>7</sup>) Notwithstanding the remark of DAVIS (1912, p. 282) that texture of dissection appears to become coarser as sharp erosional forms become rounded (subdued), his diagram (Fig. 119) of subdued relief shows fine texture persisting.

<sup>8</sup>) The badlands studied by SCHUMM (1956) at Perth Amboy, New Jersey, were of the true Western type, being developed rapidly by largely insequent dissection, which resulted in sculpture differing little except in its ultrafine texture from that characteristic of the New Zealand landscape. The initial surface was nearly horizontal, however, suggesting SCHUMM's analogy with a "rapidly elevated peneplain". This absence of appreciable initial slope almost inhibited true consequent drainage, for the presence of which the gentle "regional slope" substituted merely the tendency insequent streams usually have to develop headward up such a slope.

thering is found to be extremely rapid and to proceed so far that the whole of the regolith is reduced to fine debris, thus preventing formation of gravel or even of sand, without the help of which streams cannot corrade. This argument is inapplicable to forested regions in middle latitudes and to many in the humid parts of the low-latitude belts, where, as in the Fiji Islands, for example, the rivers carry sand and gravel, are graded, and have developed accordant junctions, and the well dissected landscape bears no resemblance whatever to the Fouta Djalon type selected by TRICART and CAILLEUX (1955, pp. 16–21) as an example illustrating development under Equatorial conditions of denudation without corrosion by running water.

### *Contrast with the North Atlantic region*

To a newcomer from Europe or to a New Zealand geomorphologist returning from a visit to the North Atlantic region the most striking thing about New Zealand landscapes is the fineness of their erosional texture in contrast with the generally much coarser texture seen in western Europe and eastern North America. Almost throughout New Zealand, perhaps with the exception of some southern parts of the South Island, it is impossible because of the fine texture to show on a contoured map on any practicable scale more than a generalization of main spurs and gullies, so that actual ground slopes cannot be ascertained from maps. In contrast with this the coarse-textured landscapes of Europe can be faithfully reproduced in contours even on rather small-scale maps (1 : 100,000). Examples of such cited by DAVIS ([1912], S. 184–185) are one north of Frankfurt and those on the Chalk terrain of south-eastern and eastern England. On the former the dissecting streams are spaced a half to a whole kilometre apart and between these the contour lines swing around in “uninterrupted convex curves”. In the English examples the contour lines are but faintly curved, while valleys branching is almost undeveloped.

In eastern North America also, STRAHLER ([1956], figs. 12, 15) in an investigation of measurement of land slopes has selected two examples of large-scale contoured maps which he finds faithfully reproduce the “minor details of the topography”, the test being that slopes may be accurately measured on them. These – one in the Catskill Mountains and the other in the Appalachians of Pennsylvania – portray “typical” mature relief uncomplicated by glaciation; and the texture of this is so coarse that the drainage density is only a small fraction of the figure usual in New Zealand.

The contrast of New Zealand with the North Atlantic region can be explained as due largely to the survival in the latter of many broad slopes made fantastically smooth by Quaternary cryergic modification. As reported by TRICART (1956, p. 135), most of the non-glaciated landscapes of France have been given their present coarse texture by such processes “in the cold climates of the Quaternary”. CAILLEUX (1948; 1950) is convinced that in the non-mountainous parts of the region erosion of every kind is now practically at a standstill, and TRICART (1951, p. 5) agrees with him that the forms of the landscape developed by cryergic processes in the last glacial age are “almost immune from attack by the feeble processes of postglacial erosion”. Such a condition however it may be explained contrasts strongly with that prevailing in New

Zealand, where landscape form changes rapidly. The reasons for such differences are elusive, but it is well known that in the case of nearly all erosion processes the tempo may be a hundred times faster in one place than in another.

TRICART's reference (*s u p r a*) to "cold climates" of the Quaternary seems to imply or assume that any counter-modification of the landscapes by the processes of normal erosion in the long and warmer interglacial ages may be ignored. Perhaps it is to be inferred that such processes were then as feeble as CAILLEUX and TRICART find them to be at present.

In southern France the landscape does not have the shoulders and flanks of upland forms so smoothly rounded and free from minor dissection as those in the north; but the very fact that BAECKEROT (1957, fig. 2) has mapped numerous "niches" in the mountain crests of the Monts de Lacaune advertises the almost complete absence of similar relief elsewhere in western Europe, at any rate farther north. BAECKEROT (1951, p. 140) believes that in southern France some minor relief surviving from surfaces thus diversified that existed in pre-periglacial (or more probably inter-periglacial) times may instead of being obliterated be accentuated in places by a periglacial (cryergic) process. At the heads of minor valleys of pre-existing relief amphitheatres, which he explains as nivation cirques, are attributed by him to development in periglacial ages; such "niches" now diversify the flanks of many smooth-topped and otherwise whalebacked ridges. But for the fact that solifluxion coulées have issued from them, which is cited in support of the cryergic origin or enlargement claimed, the difference in form between these niches and funnel-shaped heads of stream-eroded valleys now extending headward is not impressive.

It would be unsafe to assume that there was no minor dissection going on in Europe in a preglacial (early Quaternary) warm age; and certainly when, during the Quaternary, relief became stronger and slopes developed owing to progressive incision of main river valleys some erosional dissection of these major slopes must have taken place in the warmer ages. However this may have been, it seems that the cryergic slope-smoothing processes that operated in glacial ages gained and kept the upper hand, dominating the landscape form. In New Zealand, on the other hand, despite the intensity of periglaciation notably at Wellington (TE PUNGA, in COTTON and TE PUNGA, 1955a), cryergic smoothing of the less steep major slopes though it took place to some extent was for the most part only ephemeral, and fine-textured dissection by running water assumed a dominant role in interglacial ages and even in postglacial time.

#### *Redissection after fossilization of earlier sculptured relief*

The statement made in the final paragraph of the foregoing section is borne out by evidence found in the Wellington district that cryergic fossilization of an earlier-cut fine-textured relief has taken place on many major slopes and that there has been a later redissection of slopes thus smoothed. "Fossil gullies" (COTTON and TE PUNGA, [1955b]) are innumerable (cf. STEVENS [1957], p. 288). They afford evidence of a thorough smothering of former relief with "head". Many of the gullies that were thus completely infilled are hidden from view, but some are exposed in section by nearly all the cuts made for road formation on Wellington hills. This affords incontestable proof that much of the fine-textured

dissection now seen on sculptured slopes is new. Similar relief previously existing has been obliterated in periglacial ages, largely by plastering of the surface with a spread of soliflual debris; it has thus failed to persist. The existing relief is due largely to redissession, some of which is postglacial in age. Study of some late Quaternary deposits (so young that they have been dated by the radiocarbon method) has shown that the Wellington landscape has undergone frequent changes of form. Thus, BRODIE (1957, p. 640) observes: "A major modification of the topography has taken place since 20,000 years ago. A vast amount of erosion has occurred and a micro-pattern of drainage developed which has truncated the pre-existing streams and cut down deeply below their former courses".

At places – at many places in Europe, for example – where, in contrast with Wellington, the surface has largely escaped redissession in the inter-periglacial intervals every broad slope must have become progressively smoother until eventually, in the last periglacial age, it might be mantled by a smooth sheet of head. The first gathering of streaming soliflual debris into coulées is due to some initial unevenness of the slope, even though it may not have been previously dissected by ravines. The furrows between early-formed coulées are filled in by later-formed ones, perhaps in successive periglacial ages, so that smoothing of a slope is progressive (TRICART [1951b], p. 196). At Wellington, however, seeing that redissession has taken place already in probably more than one inter-periglacial interval, the smoothing of major slopes can at no stage have been as perfect as it has commonly been in Europe. On imperfectly smoothed slopes even small irregularities will concentrate any runoff there is into consequent streamlets. These are likely to be numerous and will begin to develop fine-textured dissection immediately water flows.

If dissection due to such causes has been foreign to the European regime, it is understandable why, as TRICART (1956, p. 148) has pointed out, there is little evidence in Europe of fossilization and the accompanying inversion of relief. MEYNIER (1957) has, however, recently observed a head-filled fossil valley and inversion of relief of late Quaternary date in Brittany. This discovery removes any doubt there might be that New Zealand and European landscapes have been produced by the co-operation of similar processes – that in both two strongly contrasting morphogenetic systems, namely cold-age cryergy and the "normal" running-water regime of alternating warmer ages, have operated in Quaternary (including postglacial) times. In all cases of such alternating morphogenetic systems the final result must depend largely on the intensity of operation – i. e. on the tempo – of the processes. In an article now in the press ("Dissection and redissession of the Wellington landscape", *Trans. Roy Soc. N. Z.*)<sup>8)</sup> the writer states his view that "the difference between the types of dissection prevailing in New Zealand and in western Europe is explicable on the assumption that during the Pleistocene the process of dissection by running water gained and kept the ascendancy, whereas in western Europe cryergy was dominant throughout the epoch, the total results of running-water erosion being small owing to feebleness of its activity even in the warmer ages". The feebleness of activity of the so-called normal morphogenetic system in some northern middle-

<sup>8)</sup> Vol. 85, pp. 409–425, 1958.

latitude regions at the present day, though it has been pointed out by CAILLEUX and TRICART (*s u p r a*), remains unexplained. Its contrasting greater activity in New Zealand earmarks the latter region as more typical than Europe is of the normal regime; but such activity is by no means peculiar to New Zealand. It has sometimes been assumed that the description "normal" erosion as applied by DAVIS (1905, p. 157) to the system dominated by running-water erosion implies that "normal" dissected landscapes are exemplified especially by those of western Europe. DAVIS was, however, well acquainted with and described very numerous examples of normal dissection outside that abnormal region (DAVIS [1912], *p assim*).

### *Dissection, fossilization, and inversion of relief*

Just as at an earlier time streams ran down and dissected slopes primarily due to tectonic warping and tilting at Wellington, so, much more recently, have extremely numerous consequent streams redissected some major slopes after they had been at least partly smoothed owing to the overspreading of sheets and confluent coulées of soliflual debris in periglacial ages.

By no means all slopes on the hills around Wellington were thus masked by accumulated debris, however. Fault scarps in particular, and also tectonic slopes around domes, were too steep for this; and such slopes must have undergone dissection even throughout the periglacial ages by ravines in which vigorous streams flowed that were capable of evacuating as much soliflual debris as was supplied to them. Examples of slopes of gentler declivity which, on the other hand, became so deeply mantled with head that little-dissected coulées of that material still survive are those north-west of the Hutt Valley (STEVENS [1957], p. 282).

The dissection of slopes that have not been buried under head, and presumably also that of other slopes prior to their fossilization, was effected only in part by consequent streams. The dendritic pattern of the primary dissection, where it survives, indicates that there has been much inequent headward extension and branching. Thus the mechanism of headward extension of ravines merits discussion.

Remarking on the inversion of relief which must have commonly occurred — for otherwise fossil ravines would not have been preserved — TRICART (1956b, p. 149) has suggested that the occurrence of such inversion may be explained by assuming that burial of a dissected slope has produced downslope stripes of permeable fill over sites of ravines and that these have remained separated by less permeable rock stripes, the former interfluves. Loss of water by infiltration into the permeable fill would prevent the formation of new consequent streams on the sites of former ravines, and as a result the periglacially smoothed surface would be drained and dissected by streams sited on former interfluves. Such streams are, of course, consequent, for there is no reason for believing that impermeable stripes would guide headward erosion and so encourage the cutting of ravines by that means.

Alternation of permeable and impermeable stripes produced in that way may be possible in some places, but on the Wellington hills the fill in fossil gullies is not generally permeable. Consisting of angular debris with fine matrix, it is

usually packed tightly; STEVENS (1957, p. 288) reports it "firmly consolidated". Thus the shattered and weathered bedrock of former spurs and the fill in former gullies have not generally differed appreciably in permeability; and shifting of streams to new courses — really development of quite new stream courses — has probably been mainly due to overfilling of former gullies with production of a convex or coulée form and to guidance of new consequent streams into re-entering angles between coulées. Though such streams may branch inequently, it seems improbable that dissection has been due in any case to subsequent erosion, i. e. to headward erosion up more easily eroded stripes on the slopes.

TRICART's doubt of the possibility of redissolution of slopes by linear erosion results mainly from deduction from the theory of competence, and this objection must be met, as it is equally applicable to the explanation here favoured of the dissection of tectonic slopes at an earlier stage of relief development. This is the dissection which immediately followed deformation of the K Surface and which is still in progress in those parts of the district where there has not been appreciable fossilization because the tectonic slopes were steep to begin with and have thus become deeply dissected by steep-sided ravines.

Dissecting streams are so numerous that many of them must perforce be small; and TRICART (1956) has argued that small streams are incapable, owing to lack of competence, of corrasion vertically as large rivers do, because their beds must have become armoured with a pavement of blocks (a coarse lag gravel) too large for them to move. The deeply incised slopes of Wellington hills, dissected by small ravines, many consequent and many others inequent but all cut to a sharp V section, seem, however, to afford evidence that streams of both kinds have after slight incision gained sufficient volume by tapping ground water to maintain vigorous flow and competence.

GILBERT (1877, p. 110), the originator of the idea, does not discuss competence with reference to large rivers, but deals first with running water at the point "where it begins to gather itself into rills". He postulates its flow over "material that has been disintegrated by weathering", a description that is applicable to the Wellington terrain. Flowing over this, at first with low velocity, a stream of water "discriminates and leaves the coarser particles". This will happen at the head of a ravine that is eating back inequently into a Wellington hillside slope. In the funnel-shaped gully at the head of the ravine the larger stones thus isolated will now usually roll down the surface slope instead of remaining in place so as to armour the ground, but when the forest cover was intact roots might hold them. Eventually, however, as the ravine extends headward they are evacuated by a stream of running water. A short distance downstream the competence of this gathering stream increases rapidly as incision steepens the declivity, thus increasing the velocity, and as a greater flow of seepage water is tapped, thus increasing the volume of the stream even between rains and independently of the runoff. GILBERT has stated the case thus: "As the deepening and concentration of the water progresses . . . its competence increases and larger [fragments] are lifted". (It is obvious that still larger ones will be rolled down the declivity of the stream bed.) Vertical corrasion being thus in progress, the head of the ravine is steepened, so that it must extend farther headward. At Wellington once a ravine has developed there is an ample flow of water in it, especially during rains, to evacuate blocks of con-

siderable size, which are seen in the water courses as partly rounded cobbles and boulders. This is just one illustration of the well known fact that coarse bouldery waste is found in but does not choke the channels of small streams with steep gradients. It is waste in transit.

Thus the value of the theory that vertical corrosion is the exclusive prerogative of large rivers may be doubted. Yet it would be ridiculous to claim that the streams dissecting Wellington hillslopes are capable of cutting down rapidly through unfissured and unweathered resistant rocks. Vertical corrosion in such rocks might be too slow for the incision of ravines or gorges, for it is conceivable that interfluves would be worn down by atmospheric denudation at a rate that would almost keep pace with the slow incision of ravines. Here, however, it is not a case of corrosion in such resistant rocks. The shattered and partly decayed condition of the greywacke terrain more than compensates for the small size of the streams dissecting it. That they corrode vertically is obvious from the sharp V section of the ravines in which they flow; and the shortness of the period during which redissession of some of the slopes has been in progress, together with the advanced stage of redissession reached, enforces appreciation of the vigour and rapidity of normal erosion.

### Zusammenfassung

Ein feingegliedertes Erosions-Relief ist charakteristisch für die Landschaft in Neu-Seeland; es ist auch dort noch wohlentwickelt, wo periglaziale Solifluktion es in einem gewissen Umfang modifiziert hat. Allgemein ist es zu finden in vielen Gebieten der niederen und mittleren Breiten, insbesondere in feuchten Waldgebieten, wie z. B. auf den tropischen Fidschi-Inseln. Das Fehlen dieses Reliefs in vielen Teilen Westeuropas mag wohl zum Teil der Intensität periglazialer Vorgänge in den quartären Kaltzeiten zuzuschreiben sein, muß aber mindestens teilweise verursacht sein durch die (vorläufig unerklärte) Schwäche der „normalen“ Abtragung (durch fließendes Wasser) in den wärmeren Interglazialzeiten.

Die Abdachungen, auf denen sich die feingegliederte Abtragungslandschaft entwickelt bzw. entwickelt hat, sind von Ursprung her unterschiedlich. In Gebieten, die, wie West-Europa, von kräftigen rezenten Deformationen der Erdkruste verschont geblieben sind, sind nahezu alle größeren Hänge Talhänge der unlängst eingeschnittenen oder verjüngten Täler, welche Kraft auch immer ursprünglich die Zerschneidung bewirkt haben mag. Zusätzlich zu diesen Abdachungen auf den Talhängen gibt es in Neu-Seeland infolge der jungen (mittelquartären und jüngeren) Krustenbewegungen (schwache Orogenese) tektonisch bedingte Abdachungen von mäßiger bis großer Neigung; in der Tat sind solche tektonisch bedingten Abdachungen häufiger und ausgedehnter, als Steilstufen, die Verwerfungen kennzeichnen. Beobachtet worden sind sie z. B. auf einer gestörten spätquartären Küstenebene im Nord-West-Teil der Provinz Wellington, ebenso in den angrenzenden Gebirgen und Bergländern aus gefalteten und verfestigten (aber zugleich zerstörteten und in Oberflächennähe verwitterten) Grauwacken; die Rumpffläche, die sie überzieht, ist in jüngster Zeit durch Krustenbewegungen zerbrochen und verbogen worden.

Solche ursprünglichen tektonisch bedingten Abdachungen und alle anderen Abdachungen gleicher Steilheit unterliegen normalerweise einer schnellen Zerschneidung durch ein dichtes Gewässernetz mit konsequent-insequentem Grund-

riß. Bei Wellington (Neu-Seeland) zeigt sich die Jugend und die Geschwindigkeit dieser Zerschneidung in der Ausdehnung, in der die Kleinformen eines früheren feingegliederten Reliefs unter periglazialem Abtragungs-Regime fossilisiert wurden, und an der Wiederzerschneidung (mit gelegentlicher Reliefumkehrung), die seither eingetreten ist. Teilweise legen die neuen Einschnitte den Querschnitt fossiler Täler frei.

### Résumé

Un relief d'érosion finement articulé caractérise le paysage en Nouvelle Zélande; il est encore bien développé même là où la solifluxion périglaciaire l'a modifié sur une grande surface. On le trouve, en général, dans de nombreuses régions par latitudes basses et moyennes, en particulier dans les territoires forestiers humides, comme par exemple dans les Iles Fidji, tropicales. L'absence de ce relief dans de nombreuses parties de l'Europe Occidentale peut bien être attribuée en partie à l'intensité des processus périglaciaires pendant les périodes froides du Quaternaire, mais doit être due aussi en partie à la faiblesse (provisoirement inexplicable) de l'érosion «normale» (par les eaux courantes) pendant les interglaciaires plus chauds.

Les pentes, sur lesquelles se développe ou plutôt s'est développé ce paysage d'érosion finement articulé, sont d'origine variée. Dans les régions qui, comme l'Europe occidentale, n'ont pas été atteintes par des déformations tectoniques récentes puissantes, presque tous les versants assez grands sont des versants de vallées récemment incisées ou rajeunies, l'incision pouvant être d'origine tectonique ou eustatique. En plus de ces pentes des versants des vallées, il y a en Nouvelle Zélande des pentes d'une inclinaison qui peut être de valeur moyenne à grande, qui sont dues à des déformations tectoniques de l'écorce (faible orogenèse) récentes (milieu du Quaternaire et plus récentes). En fait, ces pentes d'origine tectonique sont plus fréquentes et plus étendues que les escarpements qui caractérisent des failles. Elles ont été observées, par exemple, dans une plaine côtière, formée vers la fin du Quaternaire, déformée, dans le Nord Ouest de la province de Wellington, de même que dans les montagnes limitrophes et basses montagnes formées de grauwackes plissées et consolidées (mais en même temps broyées et altérées au voisinage de la surface); la surface d'aplanissement qui les surmonte fut disloquée et déformée par des mouvements du sol à une époque plus récente.

Ces pentes d'origine tectonique et toutes les autres pentes de même raideur, sont «normalement» détruites par une rapide dissection due à un réseau hydrographique dense à configuration conséquente et inséquente. Près de Wellington (Nouvelle Zélande), la jeunesse et la rapidité de cette dissection apparaissent par l'extension de la fossilisation, qui sous un régime d'érosion périglaciaire affecta les formes mineures d'un relief autrefois finement articulé, et par la re-incision (avec inversion du relief à l'occasion) qui s'est produite depuis. Les nouvelles incisions dégagent par endroits la coupe transversale de vallées fossiles.

### References

- BAECKEROT, G.: Formes de cryergie quaternaire en Montagne Noire occidentale. Rev. Géog. Pyrénées et S.-O., 22, 137-152, 1951.  
 BAECKEROT, G.: Le système niche-coulée et son rôle dans la formation du modelé (Monts de Lacaune et Sidobre de Castres). Bull. Ass. Géogr. fr. 265-6, 41-47, 1957.

- BRODIE, J.: Late Pleistocene beds, Wellington Peninsula. N. Z. Jour. Sci. Tech., B 38, 623-643, 1957.
- CAILLEUX, A.: Le ruisellement en pays tempéré non-montagneux. Ann. Géog., 57, 21-39, 1948.
- CAILLEUX, A.: Ecoulements liquides en nappes et aplatissements. Rev. Géom. dyn., 1, 245-270, 1950.
- COTTON, C. A.: Notes on Wellington physiography. Trans. N. Z. Inst., 44, 246-265, 1912.
- COTTON, C. A.: Landscape. Cambridge: University Press, 1941.
- COTTON, C. A.: Geomorphology. Christchurch and London: Whitcombe and Tombs, 1942.
- COTTON, C. A.: Tectonic features in a coastal setting at Wellington. Trans. roy. Soc. N. Z., 84, 761-790, 1957a.
- COTTON, C. A.: Geomorphic evidence and major structures associated with transcurrent faults in New Zealand. Rev. Géog. phys. Géol. dyn., (2) 1, 16-30, 1957b.
- COTTON, C. A., and TE PUNGA, M. T.: Solifluxion and periglacially modified landforms at Wellington, New Zealand. Trans. roy. Soc. N. Z., 82, 1001-1031, 1955a.
- COTTON, C. A., and TE PUNGA, M. T.: Fossil gullies in the Wellington landscape. N. Z. Geographer, 11, 72-75, 1955b.
- DAVIS, W. M.: Complications of the geographical cycle. Rep. VIII internat. geog. Cong., U.S., 1904, pp. 150-163, 1905.
- DAVIS, W. M.: Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig: Teubner, 1912.
- GILBERT, G. K.: Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington, 1877.
- HORTON, R. E.: Erosional development of streams and their drainage basins. Geol. Soc. America, Bull., 56, 275-370, 1945.
- KING, LESTER: The uniformitarian nature of hillslopes. Trans. Edin. geol. Soc., 17, 81-102, 1957.
- MACDONALD, G. A.: Faults and monoclines on Kilauea volcano, Hawaii. Geol. Soc. America, Bull., 68, 269-271, 1957.
- MARSHALL, C.: Forestry problems of the South Pacific. Proc. VII Pacific Sci. Cong., N. Z., 1949, 6, 267-277, 1953.
- MEYNIER, A.: Une vallée fossile à Ouessant. Norois, 15, 369-371, 1957.
- MIGLIORINI, C. I.: I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. geol. ital., 67, 29-142 (v. p. 71), 1948.
- REED, J. J.: Petrology of the Lower Mesozoic rocks of the Wellington district. N. Z. geol. Surv. Bull., 57, 1957a.
- REED, J. J.: Fault zones in part of the Rimutaka Range. N. Z. Jour. Sci. Tech., B 38, 686-687, 1957b.
- SCHUMM, S. A.: Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Geol. Soc. America, Bull., 67, 597-646, 1956.
- SUGGATE, R. P.: The geology of Reefton subdivision. N. Z. Geol. Surv. Bull., 56, 1957.
- TE PUNGA, M. T.: Radiocarbon dating of a Rangitikei River terrace. N. Z. Jour. Sci. Tech., B 35, 45-48, 1953.
- TE PUNGA, M. T.: Live anticlines in western Wellington. N. Z. Jour. Sci. Tech. B 38, 433-446, 1957.
- TE PUNGA M. T.: Evidence for a low sea level 9900 years ago. N. Z. Jour. Geol. Geophys., 1, 92-94, 1958.
- TRICART, J.: Le système d'érosion périglaciaire. Information géogr. 5, pp., 1951a.
- TRICART, J.: Le modèle périglaciaire. Paris: Tournier et Constans, 272 pp., 1951b.
- TRICART, J.: France, in «Rap. Com. Morphologie périglaciaire U.G.I., Cong. internat. Rio de Janeiro». Biul. périglac., 4, 118-138, 1956a.
- TRICART, J.: In COTTON, C. A., et TRICART, J., Discussions à propos de l'analyse d'un ouvrage. Rev. Géom. dyn., 7, 148-149, 1956b.
- TRICART, J., et CAILLEUX, A.: Cours de géomorphologie: Introduction à la géomorphologie climatique. Paris: Tournier et Constans, 228 pp., 1955.
- TSCHANG, H.-L.: Potholes in the river beds of north Taiwan. Erdkunde, 11, 296-303, 1957.
- WELLMAN, H. W.: Data for the study of Recent and late-Pleistocene faults in the South Island of New Zealand. N. Z. Jour. Sci. Tech., B 34, 270-288, 1953.
- WILLIS, R.: Physiography of California Coast Ranges. Geol. Soc. America, Bull., 36, 641-678, 1925.

## Les «Boules» du granite

Par  
A. RONDEAU, Montpellier

Sous tous les climats les régions granitiques sont souvent caractérisées par le développement de formes en «boules» tantôt enracinées (dômes, morros, carapaces de tortue, dos de baleine, pains de sucre, bornhardts, Felskuppen, Felspanzer, etc...), tantôt, flottant sur des arènes et plus ou moins déchaussées («compayrés» du Sidobre, «cantoni» de Corse, «tors» des auteurs anglo-saxons), (fig. 1 à 8).

Les formes enracinées sont de dimension bien plus grande que les blocs isolés. Les premières peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur ou de diamètre; les secondes ne dépassent pas quelques mètres. La question de savoir si ces formes de dimension différente appartiennent à une même espèce a été plusieurs fois posée, notamment par E. BLACKWELDER (1925), par H. LAUTENSACH (1950) et B. BRAJNICKOV (1953). Ce dernier auteur, sans prendre vraiment parti, semblerait assez disposé à y voir des formes semblables alors que LAUTENSACH avait fait nettement la distinction.

Tant qu'on ne pourra pas préciser la genèse des formes, on ne pourra valablement répondre à cette question.

Plusieurs théories ont été proposées depuis longtemps pour expliquer les boules.

### *I<sup>o</sup> Processus d'écaillage par dilatation et contraction thermique*

On trouve cette théorie chez de nombreux auteurs, notamment chez J. F. KEMP (1909), W. H. HOBBS (1912), CLELAND (1916). C'est surtout F. E. MATTHES (1930) qui en a fait l'application la plus systématique et la plus grandiose en expliquant de cette façon les grands dômes d'exfoliation de la vallée de la Yosemite. Les cycles contraction-dilatation auraient depuis le Miocène arrondi tous les angles des masses de granite, granodiorite, etc. en produisant des écailles concentriques de plus en plus régulières au fur et à mesure que la forme ronde était obtenue, alors que les premières étaient très épaisses au centre et effilées sur les bords.

On trouve encore cette théorie dans quelques manuels (LOBECK [1952], DERRUAU [1956]), mais elle est plus citée pour mémoire que franchement prise

au sérieux. Les observations de D. D. BARTON (1916) et de E. BLACKWELDER (1933), les expériences de D. T. GRIGGS (1936), réalisées dans des conditions fort proches de celles qui existent dans la nature, semblent lui avoir porté un coup fatal. Restent les incendies: ceux-ci ont une action évidente (BLACKWELDER [1927], K. O. EMERY [1944], HAMELIN et CAILLEUX [1957]). Ce n'est que par leur intermédiaire que la théorie thermique pourrait être facilement admise, mais ceci reporterait son champ d'application et ses limites — assez curieusement du reste — aux régions boisées ou herbeuses.

### *2° Processus d'écaillage par hydratation et hydrolyse*

Cette théorie fait appel au concours conjugué de facteurs supposés endogènes (diaclasses) et de facteurs exogènes (précipitations, rosée). L'altération chimique



Fig. 1. Bornhardt de «granite granulitisan» strié de pseudo-lapiaz — pas de desquamation quelques taffonis. Vallée de l'Orto — Corse méridionale

que des minéraux débutterait le long de diaclases droites et serait naturellement plus forte aux arêtes et aux angles. Il en résulterait au bout d'un certain temps une forme grossièrement sphérique.

Schématiquement avec un réseau de diaclases orthogonales on aboutirait à une sphère (boulder) en passant par le stade intermédiaire des «balles de laine» (woolsacks) en forme de cube à angles émoussés; mais comme en général les diaclases obliques ne manquent pas, on a des formes moins régulières (troncs de cône puis oeuf: «egg shaped boulders» de STRAHLER), (fig. 4 et 7).

La possibilité d'un tel processus est évidente et peut se vérifier avec n'importe quelle roche aussi bien cristalline que sédimentaire. Aussi est-elle communément admise. On la trouve déjà dans GEIKIE (1882) et elle est reprise dans tous les traités de morphologie (DE MARTONNE, DERRUAU, LOBECK, STRAHLER), mais c'est dans les articles de BLACKWELDER (1933) et de CHAPMAN et GREENFIELD (1949) qu'on la trouvera exposée de la manière la plus convaincante. La plupart des

auteurs ayant eu à parler de ces questions ou bien l'ont adoptée ou bien ont été incapables de la rejeter systématiquement.

Elle semble s'imposer pour expliquer les formes de petite dimension (boules — sensu stricto), surtout celles qui sont encore enrobées d'arènes (DERRUAU, o. c., p. 247, P. A. WAGNER [1913], L. C. KING [1948], H. LAUTENSACH [1950], PANZER [1954], W. KLAER [1956], etc.). J'en ai vu moi-même de nombreux exemples aussi bien en Corse que dans les Pyrénées orientales (chaos de Targas-sone) ou en Galice (région de Pontevedra). Le rôle des cycles hydratation-desiccation est particulièrement visible dans l'auréole d'altération. Alors que dans la roche fraîche, les cristaux sont disposés n'importe comment, dans cette auréole les cristaux ou fragments de cristaux sont orientés en cercles concentriques, comme si les alternances de gonflement et de diminution de volume des minéraux argileux



Fig. 2. Petit dôme de granite alcalin en voie de désquamation. Cancaraccia, près de Sotta, Corse méridionale

avaient obligé les minéraux encore cohérents à se disposer sur des niveaux de moindre énergie. On trouvera une belle photo de ce phénomène dans P. BIROT, (1954). Bien entendu, tant que la roche reste solide, il n'y a pas d'autre réorganisation de la texture et celle-ci reste la même dans les écailles de désquamation et dans la roche massive.

De toutes façons, il y a toujours une sorte de front entre la boule fraîche et l'auréole d'altération, même si cette zone se réduit à une mince écaille (fig. 5 et 6). Suivant les conditions d'observation on peut supposer que la boule n'est qu'une étape dans le processus de décomposition ou qu'elle constitue un arrêt vers la profondeur; on passe insensiblement de la surface du sol où tout est arénisé à la roche saine par l'intermédiaire d'une zone où les boules sont bien développées et non jointives et d'une autre, plus profonde, où l'émoussé des angles et des arêtes est à peine commencé. B. P. RUXTON et L. BERRY (1957) ont donné récemment des coupes très claires de cette zonation à Hong-Kong. Au contraire,

en surface la boule semble bien constituer une forme d'équilibre, une forme apparemment frappée d'immunité. Sa fraîcheur et sa dureté s'opposent au peu de consistance des arènes voisines (fig. 5).

On pourrait d'ailleurs nuancer cette affirmation. Il est certain qu'en Corse, la desquamation des boules est un phénomène négligeable. Mais il n'en est pas de même en Bretagne où l'écaillage des boules de Trégastel est frappant (RONDEAU [1958]). En milieu forestier, les boules se couvrent de lichens et de mousses et la vie de ces organismes n'est possible que s'il y a échange d'ions entre les végétaux et le substrat, ce qui laisse à supposer que très probablement la roche continue à s'altérer, au moins un peu.



Fig. 3. «Cantoni», près de Foce. E de Sartene chaos de blocs de granite à biotite dominant une surface de dégradation lente

Dans les climats froids, le gel est certainement responsable de l'éclatement et de l'émission qu'on observe parfois sur certaines boules; encore beaucoup d'autres sont-elles caractérisées par leur immunité (BOYE [1950]).

«Immunité» ne signifie pas arrêt de la démolition, mais simplement ralentissement, surtout quand on le compare à la continuation du phénomène dans la partie supérieure de l'écorce terrestre.

Que la formation des boules soit un phénomène cryptogène ne fait donc pas de doute, bien qu'il soit difficile de prévoir à quelle profondeur se trouve l'optimum. Parler de nappe phréatique dans les granites ne signifie pas grand chose (W. KLAER [1956]). La profondeur de la zone d'altération doit varier en fonction de trop nombreux facteurs. A Hong-Kong, la roche saine n'apparaît qu'entre 50 et plus de 100 m. Des valeurs du même ordre ont été avancées pour le Brésil (J. C. BRANNER [1896]). Dans les pays tempérés ou dans les régions accidentées ces valeurs doivent être bien trop fortes, mais à vrai dire on a encore trop peu de précisions.

Qu'importe, l'essentiel est que l'évolution se fasse dans le sol. Dans ces con-

ditions il faut étudier tout ce qui peut favoriser ou gêner l'altération des roches d'une part et la mise en valeur des boules d'autre part.

a) La mise en relief d'une boule ou de toute forme analogue, quelle que soit sa taille, suppose un enlèvement par érosion des parties périphériques arénisées.

Là où l'évolution du relief est lente, sans érosion linéaire par les cours d'eau, la zone complètement arénisée peut descendre très bas: à 25 m à Hong-Kong, à une dizaines de mètres en pleine ville de St.-Brieuc. Il faudra donc une reprise d'érosion mécanique pour que les boules soient déchaussées. Au voisinage des talwegs ou au sommet des collines les boules commenceront par apparaître timidement sous forme de dos de baleine, de carapaces de tortue, etc... Si l'érosion



Fig. 4. «Cantoni» chaos de blocs à peine arrondis au bord d'un plateau, dégagés par une reprise d'érosion (granite à biotite). A gauche, vallée du Fiumiccioli; au fond, à droite, la Vacca Morta; au 1er plan rebord du «Serradu» de Sartène (crête aplatie, lambeau de la surface d'érosion du Sarténais)

linéaire est très active, par exemple près d'une rupture de pente d'origine cyclique, les arènes seront plus vite enlevées et les véritables chaos de blocs, plus ou moins en transit vers le bas de la pente se développeront avec la plus d'ampleur, par exemple en Corse autour de Zonza. Plus l'érosion linéaire emportera les arènes profondes, plus le degré de sphéricité des boules restantes sera faible et à la base des chaos on verra tout au plus des balles de laine. Un excellent exemple à l'Est de Sartène entre les hameaux de Tirolo et Bisène, où les boules sont assez informes parce que l'érosion violente a mis à nu des parties relativement profondes (fig. 4).

Dès que les boules émergent de la gangue d'arène, leur décomposition ultérieure est freinée sinon arrêtée parce qu'elles se trouvent alors dans un milieu à faible capacité d'échange d'ions en l'absence de sources d'ions  $H^+$  importantes (eaux acides, végétation) A. RONDEAU (1956, 58 bis). Sur leur surface lisse, la pluie glisse et pénètre en faible quantité, comme en témoignent les traces de ruissellement. De plus sous les climats à fort ensoleillement l'évaporation est maximale et leur démolition se fait par la base (taffonis). L'évidement étant plus rapide

que l'attaque de la surface, il y a fort peu de chance pour qu'une balle de laine se transforme en véritable boule (fig. 6).

La boule ainsi expliquée serait donc une forme d'évolution lente réalisée sous un sol propre aux surfaces planes — à la limite de la pénéplaine — et son dégagement est le fait d'une reprise de l'érosion linéaire. Cette idée (1) a été récemment appliquée à l'Afrique Orientale par J. R. F. HANDLEY (1952) et a donné lieu à une vive discussion à la Geographical Society (in D. L. LINTON [1955]). Le PR. LEWIS, notamment, a fait remarquer que le dégagement pouvait très bien se comprendre à l'intérieur d'un seul cycle d'érosion sous l'effet de la reptation du sol. C'est bien probable en effet dans le cas où les boules (au sens très large du mot) sont en position de Fernlinge — c'est à dire alignées sur une ligne de partage des eaux — ou de Härtlinge — c'est à dire formées de roches plus dures

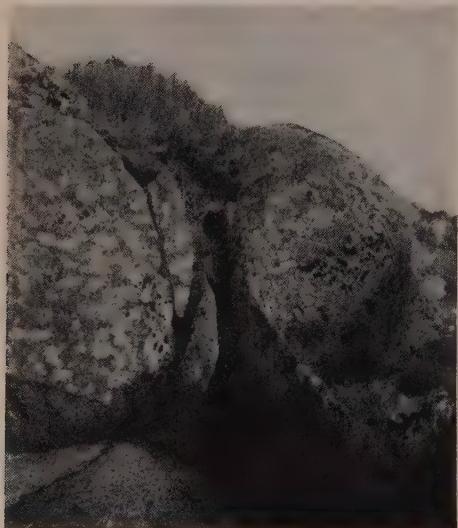


Fig. 5. Boules dans les granites à biotite de Zonza (Corse) Induration de la surface — remarquez l'écaillage en relief déblaiement rapide des arènes sur une pente de 15° écaillages de desquamatations — passage de la balle de laine à la sphère

que les roches environnantes. On peut penser qu'elles pourront alors se maintenir indéfiniment. Mais le fait est que les plus beaux ensembles de boules que je connaisse se trouvent bien liés à une reprise d'érosion. Si ce fait ne constitue pas une condition nécessaire, il multiplie les possibilités et permet la mise à nu d'édifices de plus grande ampleur.

b) L'importance des systèmes d'érosion paraît plus difficile à dégager Tous les climats humides peuvent permettre la formation de boules cryptogènes (2) on peut en effet supposer que la plus ou moins grande température de l'eau n'influence que la vitesse de l'altération, mais pas nécessairement la formation des boules: si celles-ci se forment plus vite, elles sont aussi détruites plus vite, car il ne faut pas oublier que dans le milieu où elles se forment, elles ne sont que des termes de passage.

(1) On la trouve en 1923 chez OBST (in L. C. KING, 1948).

(2) «cryptogène» au sens de «formé en profondeur» selon l'expression de Madame BEAUJEU-GARNIER.

Il paraît exclu à première vue que les climats froids à pergélisol ou les climats arides favorisent des processus cryptogènes. Si les compagnes du Sidobre ont bien été dégagées par la solifluxion quaternaire, ce ne sont pas les conditions climatiques de cette époque qui sont seules responsables de leur formation. On ne voit pas non plus très bien comment le climat actuel du Hoggar pourrait expliquer les dômes, les énormes écailles de desquamation et les boules, dont M. CÔTE a récemment parlé (1957). Tout au plus pourrait-on lui attribuer la formation des taffonis.

c) Il convient maintenant d'examiner tous les facteurs qui favoriseront la pénétration de l'eau dans les roches, c'est à dire qui les rendront perméables. Il faudrait commencer par les diaclases, puisque ce sont elles qui vont servir de chenaux d'écoulement. Cependant, comme la forme même des boules dépend des



Fig. 6. Décomposition cryptogène du granite — en Galice, près du Rio Umia à gauche, dans les débris cristalline s'orientent concentriquement autour de la boule, dans laquelle les cristaux sont disposés sans ordre. Forme en balle de laine

caractéristiques propres à chaque roche cristalline, il vaut mieux commencer par étudier ces roches sous l'angle de leur perméabilité et de leur composition chimique.

Toutes les roches corse qui peuvent donner des boules et les autres roches cristallines qui n'en donnent pas, ont été étudiées en mesurant la vitesse de pénétration de l'eau colorée au bleu de méthylène, selon les techniques de P. BIROT (1947). Ces expériences ont montré que les roches à grain très fin (diabase et microgranites ou aplites) sont pratiquement imperméables. Les granites saccharoïdes à mica blanc bien qu'à grain fin, sont au contraire aussi perméables que les granites les moins acides. Les quartz filoniers sont perméables «en grand» et on voyait fort bien l'eau colorée pénétrer dans tout un réseau de fissures.

Les granites de Bavella (granites à biotite, à quartz généralement grano-morphe et fort pauvres en éléments colorés) sont les moins perméables des roches grenues de Corse. Les diorites à grain fin ou moyen sont plus perméables que les

granites de Bavella, mais moins que les granites normaux à biotite ou à amphibole, sauf quand elles forment des ségrégations dans les granites.

Les aplites et les microgranites ne donnent jamais de boules. Ces roches filoniennes se débitent facilement en petits éclats mais les arêtes et les angles ne sont jamais émoussés.

Au contraire les diabases (et autres roches filoniennes basiques) donnent des boules de petit format (20 cm de diamètre en moyenne), s'écaillant facilement en pelures d'oignon. Le passage de n'importe quel polyèdre limité par des diaclases droites à la boule est extrêmement net et la théorie de l'hydrolyse ou toute autre théorie impliquant une attaque préférentielle des angles, trouve ici une preuve magnifique. D'ailleurs le fait est bien connu et on peut voir de fort belles photos du phénomène dans le traité de Strahler. En Corse, il est assez rare d'en



Fig. 7. «Balles de laine» dans des granites à biotite. Incudine Corse (alt. 1475 m), la vitesse de la décomposition est ralentie par la position sur un sommet et l'évolution vers la forme sphérique est très lente — quelques taffonis embryonnaires

trouver de bons exemples parceque la roche est généralement pourrie en surface et il faut le hasard d'une tranchée pour observer le passage de la roche saine à la zone à boules et à la zone complètement décomposée (tranchée de l'ancien chemin de fer, à Porto-Vecchio). Les diaclases droites sont complètement invisibles dans la roche saine et la décomposition en boule n'apparaît que dans la roche déjà altérée (elle est sourde sous le marteau et a pris une couleur ocre). Dans les cas où il subsiste un cœur sain au centre de la boule, on n'y découvre pas la moindre fissure. Ceci est tout à fait en accord avec l'imperméabilité de la roche, imperméabilité dûe à la finesse du grain, mais paraît en contradiction avec le comportement des aplites et des microgranites. C'est donc la composition chimique qui est responsable de cette différence.

Les roches filoniennes basiques sont décomposées totalement dans un milieu qui est aujourd'hui humide et acide. On passe souvent de la roche fraîche à la roche entièrement altérée en quelques décimètres, comme cela avait été observé

par G. P. MERRILL (1896). La zone de décomposition en boules n'a donc que peu d'épaisseur et on ne trouve pas en surface de chaos de blocs de diabase. Dans les climats secs, il peut arriver que des filons de diabase (ou de dolérite, ou de lamprophyre, etc.) se dressent en dykes, mais à ma connaissance on n'y a jamais décrit de boules dans le cas où les parois du dyke sont dégagées au-dessus des roches encaissantes. Dans ces climats, les roches à grain fin basiques résistent bien à l'érosion et les polyèdres limités par des diaclases droites conservent des faces planes (cf. les photos d'«agitors» de dolérite du Soudan données par Y. URVOY [1942]).

Les boules avec pelures d'oignons restent des phénomènes cryptogènes de transition et il faut envisager une érosion singulièrement rapide pour que le cœur sain de la boule puisse être protégé de l'altération. C'est dans ce cas seule-



Fig. 8. Aiguilles de Bavella. (Corse méridionale) en granite alcalin pauvre en ferromagnésiens et à quartz granomorphe ou idiomorphe, pseudo-pains de sucre sculptés par la cryoclastisme, à droite les granites à biotite sont déprimés

ment qu'on peut expliquer les boules isolées des roches basiques que E. BLACKWELDER a photographiées (o. c. 1933).

Les granites saccharoïdes à mica blanc à muscovite et les granites de Bavella (3) ne donnent pas de boules de petite dimension mais par contre des formes arrondies en pseudo-pains-de-sucre de très grande taille, dont les Aiguilles de Bavella et les Aiguilles de Conca sont les plus beaux exemples, surtout ces dernières qui ne sont pas cariées par de petits cirques glaciaires (fig. 8).

En l'absence de diaclases courbes, il faut les expliquer elles aussi par la théorie de l'hydrolyse. Cependant l'hydrolyse de ces roches acides est très lente et on sait que le relief de la Corse du Sud est justement caractérisé par l'opposition entre les sommets de granite de Bavella et les dépressions de granite à biotite. Cette vue est certes un peu schématique et il existe de nombreuses exceptions dont

(3) Les granites de Bavella sont des granites alcalins, riches en quartz grannomorphe ou idiomorphe et pauvres en éléments ferro-magnésiens

on ne peut parler ici. D'ailleurs ces exceptions sont le fait de mouvements du sol récents et n'ont rien à voir avec la différence de dureté intrinsèque des roches (A. RONDEAU [1956]).

Les régions de granite de Bavella sont remarquables par la faible densité du tapis végétal, par le faible épaisseur du sol et on peut en inférer que l'altération en profondeur est limitée. Les bons exemples sont rares, puisque dans ces régions désertes il n'y a pas de carrières. Il faut des travaux routiers importants pour qu'on puisse se rendre compte de l'état de la roche à quelques mètres de profondeur. Des rescindements de virages entrepris sur la route de Porto-Vecchio, à l'Ospedale permettent de voir que la roche est bien débitée en une multitude de polyèdres qui conservent des faces planes. L'altération est conc très faible et à



Fig. 9. Inselberg de poche du plateau de Chéra (entre Porto-Veccio et Bonifacio, Corse méridionale). Le «granite granulitasant» à quartz granomorphe résiste bien et ne donne pas de «cantoni-tors»

peine supérieure à celle des aplites et des microgranites. Les racines logées dans les fissures n'arrivent même pas à prendre une section circulaire et peuvent avoir une largeur de plusieurs décimètres pour une épaisseur de quelques millimètres.

Le déblaiement d'une faible quantité d'arènes de désagrégation ne libérera pas de chaos de blocs arrondis mais un empilement de polyèdres limités par des fissures peu ouvertes et de loin on aura l'impression de versants continus en roche dure (cf. les parois des aiguilles de Bavella ou les Calanques de Piana). Le vent qui déchausse les cristaux, le gel, un peu d'altération chimique arrondira bien les angles et finira bien par donner ces pseudo-pains-de sucre (fig. 7). Mais cet émoussé est extraordinairement lent, puisque les reliefs résiduels de granite de Bavella sont en saillie depuis le Miocène (il est possible que le flysch nummulistique ait fossilisé ceux de Bavella). Enfin on ne voit pas de grandes écailles de désquamation comme dans le Yosemite.

Sur les rares surfaces planes de granite de Bavella (plateau de Chéra entre Porto-Veccio et Bonifacio, chaîne d'Orcino entre Petreto et Aullène, Capo alla Vetta au Nord-Est de Porto), on ne voit pas non plus de chaos de blocs; on ne voit que des Inselbergs de poche (fig. 8), à flancs raides et quelques blocs isolés conservant des faces planes. A l'extrême rigueur on peut avoir des balles de laine, mais non des sphères.

Au contact d'une reprise d'érosion, les versants de granite de Bavella resteront étonnamment raides et rectilignes, striés de pseudo-lapiez (fig. 1), mais de boules, point.

Enfin c'est dans les granites à biotite ou à amphiboles, que les boules prennent leur développement maximum (fig 2, 3, 4, 5). Plus de pseudo-pains-de-sucre, plus de versants raides, mais des escaliers de surface de dégradation lente déterminés par des filons acides (fig. 3). Claque replat est couvert de chaos de blocs (*cantonni, castle-kopjes*) entourant des cuvettes de dégradation lente où affleure parfois un dos de baleine (fig. 2). Aux ruptures de pente, des empilements étonnans, de plusieurs centaines de mètres quelquefois, de blocs de toute taille avec un maximum d'une dizaine de mètres de diamètre cependant.

Fig. 10. Inselberg de granite de Bavella en forêt de l'Ospedale (Corse méridionale), en relief sur les granites granulitisants — quelques taffonis



Les formes plus grandes sont enterrées et peuvent alors avoir une centaine de mètres de diamètre — du moins on le suppose d'après ce qui émerge.

On peut donc conclure de ce paragraphe qu'en Corse chaque type de roche a son type de boules. Dans l'ensemble la dimension varie avec l'acidité de la roche jusqu'au point où celle-ci est telle (aplites, microgranites, quartz) qu'il n'y a plus d'émoussé possible. Les granites de Bavella ne connaissent qu'un émoussé météorique supergène fort lent. C'est dans les granites que les formes en boules sont les plus abondantes et les plus belles, sinon les plus régulières. La perfection dans la sphéricité est atteinte dans les roches basiques, mais l'évolution y est tellement rapide que les boules n'ont qu'une vie éphémère. Mais pourquoi sont-elles si petites? Y a-t-il un rapport avec la densité des diaclases? C'est ce que nous allons voir maintenant.

d) Le problème des diaclases. Plus que la perméabilité de la roche ou sa composition chimique, la fissuration en grand semble responsable de la décomposition en boule à l'intérieur du sol et tous les auteurs ont bien observé la pénétration de l'eau, puis celle des racines, le long de fentes verticales ou obliques puis plus ou moins horizontales (voir surtout G. P. MERRILL [1904] et T. N. DALE [1923]). De là on pouvait en déduire que la dimension des boules était propor-

tionnelle à l'écartement des diaclases: quand les diaclases sont très serrées, les boules sont petites (P. BIROT [1954], D. L. LINTON [1955]) où même (L. C. KING [1948]) la nature des formes arrondies peut être différente: bornhardt si l'intervalle des diaclases est faible, castle-koppes si l'intervalle des diaclases est plus grand.



Fig. 11. Boule de granite à Porto Vecchio (Corse méridionale) en voie de destruction par les carriers — on voit nettement plusieurs plans de diaclases courbes non concentriques

On comprendra aussi, d'après ce que j'ai dit au paragraphe précédent qu'il m'est impossible de souscrire aux idées de L. C. KING. Les formes qui se rapprochent le plus des bornharts sont les reliefs résiduels qui se trouvent sur les plateaux de l'Ospedale (fig. 10) et de Chera (fig. 9), en Corse méridionale. Sur le plateau de l'Ospedale, il s'agit de larges coupoles de granite de Bavella qui se dressent de près de 300 m au-dessus des plateaux granitiques; ils sont très fissurés; aussi il me semble que c'est leur composition chimique qui est responsable de leur mise en relief et de leur forme.

Cette hypothèse semble logique et il m'est arrivé de voir en Corse les effets de zones aux diaclases serrées (comme dans les «hangings» des carrières américains, in T. N. DALE, o. c.) sur la dimension des boules de granite (autour de Zonza). Mais il s'agit là d'effets locaux, à l'intérieur d'une même roche. Je n'ai jamais pu isoler le facteur fissuration du facteur composition chimique: ce sont les roches les plus résistantes; microgranites, granites de Bavella, etc. — et justement celles qui ne donnent pas de boules qui sont les plus fissurées, de même que ce sont les minéraux les plus résistants chimiquement qui sont les plus fragiles au point de vue mécanique (cf les travaux de P. W. BRIGDMAN [1935] et de L. CAPDECOMME [1955]).

En définitive le facteur fissuration devrait être retenu pour expliquer la localisation des reliefs résiduels arrondis, mais non, je pense, pour expliquer la genèse même de ces formes.

M. P. BIROT (communication verbale), qui a eu la bonne fortune de pouvoir étudier le phénomène dans la ville même de Rio-de-Janeiro, où se trouvent de nombreuses excavations, a pu montrer que les diaclases étaient bien plus serrées dans les régions déprimées entre les pains de sucre qu'à l'intérieur de ceux-ci. Malheureusement en Corse, où les carrières sont fort rares, je n'ai jamais pu faire de constatations analogues.

Je ne vois pas non plus comment un vieux bornhardt peut donner à la longue un castle-koppje. (HANDLEY, o. c.). Les petits bornhardts du plateau de Chera conservent toutes les caractéristiques des grands voisins de l'Os-pedale.

En Corse, bornhardts et castle-koppjes sont des formes propres à un type de roche. Il est possible qu'au Tanganyka il n'en soit pas de même. Pour le comprendre il faut que j'imagine des bornhardts de granite, c'est à dire de roche tendre, dont le façonnement ne doit rien devoir à la théorie de l'altération à partir de diaclases droites.

Il y a bien en Corse des formes de terrain qui pourraient à très long terme évoluer comme le pense KING: ce sont les grands dômes de la région Vico-Piana.



Fig. 12. Même aspect en Galice sur le Rio Umia

Ils ont plusieurs kilomètres de diamètre et leur altitude peut atteindre 1000 m. On ne les trouve que dans les granites fort peu résistants et leur taille exclut à première vue la tentation de les expliquer par la théorie hydrolytique. Il s'agit plus probablement de formes d'érosion normale en régime d'érosion linéaire accélérée; les hauts versants ont la convexité propre aux surfaces sculptées par la réptation et l'absence de concavité à la base est due à l'accélération du creusement et à la puissance nette des rivières capables d'emporter tous les débris. Cette explication est possible en Corse; mais nous ignorons si elle est applicable aussi aux bornhardts de la Rhodésie.

Cet exemple montre que dès qu'on sort des formes de petite dimension la théorie hydrolytique de BLACKWELDER devient difficile à appliquer. L'explication des dômes de Vico comme phénomènes normaux d'interfluves peut paraître insolite, car on s'attendrait plutôt à une explication structurale. C'est l'absence de diaclases courbes qui m'y a fait renoncer. Pourtant de telles diaclases existent par ailleurs et leur rôle a été envisagé depuis fort longtemps. C'est ce problème que nous allons voir maintenant.

### *3° Les diaclases courbes et la formation des boules*

L'explication des boules par les diaclases courbes est aussi ancienne que l'explication par l'altération des roches. On la trouve dès 1868 chez N. S. SHALER et en 1876 chez T. G. BONNEY, ROSENBUCH et IDDINGS la relient dans leur traité et tout récemment elle figure dans le traité de H. et G. TERMIER (1953) et dans une courte note de P. DUFFAUT (1957).

La magnifique photo aérienne de l'Atlas des formes du relief (1956, p. 102) en montre de parfaites qui convaincront ceux qui ne croient pas à leur existence (notamment HANDLEY). Le problème n'est donc pas de savoir s'il en existe, mais de préciser où, et de se demander si elles peuvent expliquer certains types de boules.



Fig. 13. Diaclases courbes dans des granites à biotite pyrénéens Route du Col de Puymorens à la Tour de Carol, Pyrénées orientales

a) En Corse les diaclases courbes existent dans les granites à biotite. Je n'en ai jamais vu dans les granites de Bavella et c'est la raison pour laquelle j'ai été obligé d'expliquer les pseudo-pains de sucre par une lente altération météorique. Il n'en existe pas non plus dans les gneiss ni dans les roches acides à grain fin.

J'ai assisté pendant trois jours à la démolition d'une boule par des carriers de Porto-Vecchio (fig. 11): j'ai pu constater l'existence de diaclases courbes limitant des portions de roche parfaitement saine; leur courbure n'avait rien à voir avec la forme extérieure de la boule. Tout se passait comme si plusieurs boules structuralement préformées existaient en même temps. L'érosion en avait dégagé une plutôt qu'une autre pour des motifs qui nous échappent. Depuis j'ai pu vérifier la généralité du phénomène (4) et j'en conclus qu'une bonne partie des boules peut avoir une origine structurale.

b) En Galice, je n'ai vu de boules que dans les granites à gros grain de Ponte-

(4) Dans le Sidobre, j'ai vu des diaclases courbes à 300 m. Sous terre dans des roches parfaitement saines.

vedra et, dans une carrière sur les bords du Rio Umia (fig. 12), j'ai pu revoir les mêmes diaclases courbes. Je n'ai vu ni boules ni diaclases courbes dans les granites à petit grain de Santiago-de-Compostela, ni dans les migmatites de la ria de Pontevedra.

c) En Ariège les boules n'existent aussi que dans les granites (fig. 13) et il n'y en a pas dans les migmatites de l'Aston et à plus forte raison dans les schistes cristallins de la vallée du Carol.

d) Enfin la photo aérienne de l'Inselberg de Fenoarivo (Atlas des formes de relief) montre bien que si certaines faces se moulent sur des diaclases courbes, d'autres doivent leur courbure à l'usure des angles formés par un réseau de diaclases droites. Les courbures structurales réalisant des formes d'équilibre et peut-être étant naturellement indurées (j'ai été frappé en Corse par l'aspect lisse et frais des surfaces courbes structurales) (fig. 5) auront probablement une longévité plus grande, mais on ne peut par dire — même d'après cet exemple remarquablement favorable — que toutes les surfaces arrondies sont structurales. Il y a là au contraire une preuve de convergence de formes de relief nées de circonstances différentes et en tout état de cause le rôle des diaclases courbes ne peut pas être retenu seul. En Corse, on l'a vu, elles ne peuvent expliquer ni les pseudo-pains de sucre ni les dômes de Vico.

En est-il de même ailleurs?

Si l'on part du dôme de Fenoarivo, on peut très bien admettre qu'avant sa démolition par l'érosion il ait été limité uniquement par une série de «fissures enveloppantes», selon l'expression de H. CLOOS (1933). Il aurait alors constitué un énorme *b o r n h a r d t* de plusieurs kilomètres de diamètre et dès lors il serait possible d'expliquer les boules de grand format — engrainées ou non — comme des formes structurales, ainsi que l'a suggéré B. BRAJNICKOV (1953), même si, dans l'ensemble, les pains de sucre du Brésil n'atteignent pas les dimensions du dôme de Fenoarivo.

Ceci pose le problème de l'origine de ces diaclases courbes, problème en rapport avec l'origine du granite et les conditions de sa mise en place.

Les fissures enveloppantes ou d'une manière générale les diaclases courbes existent surtout dans les roches d'aspect magmatique — «homogénéisées», comme le dit A. DEMAY (1955), c'est à dire là où on ne trouve pas de traces d'écoulement d'un magma (schlieren). Même dans les pains de sucre gneissiques du Brésil, les dites fissures n'ont rien à voir avec la direction de la schistosité des gneiss (B. BRAJNICKOV, o. c.). Il est donc probable que les fentes ne résultent pas du refroidissement d'un magma pâteux. D'ailleurs le refroidissement n'expliquerait pas les diaclases concaves vers le ciel. Il faut donc envisager l'explication par la décompression ou décharge («*u n l o a d i n g*» de G. K. GILBERT [1904]). Comme ces fissures ne s'observent que dans certains types de roches alors que les roches voisines n'en possèdent pas, il faut rejeter l'idée d'une décompression par diminution de la charge surincombante sous l'action de l'érosion. Il ne reste que l'hypothèse d'une montée des batholites à l'état solide. Ceci met en cause le problème de la place («*r o o m p r o b l e m*») et on sait toutes les difficultés qu'il soulève (voir notamment A. PERRIN et M. ROUBAULT: tous ouvrages). Le fait est qu'en Corse, dans la région de Porto-Vecchio, ou dans les Pyrénées ariégeoises (vallée de l'Aston), c'est à dire là où j'ai pu observer des contacts entre les batholites

et les roches encaissantes, la schistosité des migmatites — c'est à dire la disposition des minéraux en bandes parallèles —, est toujours verticale et on a vraiment l'impression que les granites se sont frayés un passage vers le haut en repoussant les roches voisines à coups d'épaule, («shouldering» des auteurs américains, notamment CH. HUNT, etc... [1953]).

R. FARMIN (1937) pense avoir trouvé une preuve de la théorie de la décompression en regardant dans un puits de mine à Tintic (Utah) des galets de quartzite dans un filon. Ceux-ci sont de plus en plus arrondis et entourés d'écaillles concentriques à mesure qu'on se rapproche de la surface et il conclut (p. 632); toutes les fractures ne sont pas concentriques mais une exfoliation concentrique est la forme idéale du relâchement de la pression dans une roche homogène.

De toute manières les fissures courbes sont un faciès de bordure et on comprend qu'en Corse on n'en trouve pas dans les granites de Bavella qui doivent occuper le cœur des batholites et qui ne sont nullement montés au milieu des granites, à biotite ou à amphibole: ce sont probablement des différenciations palingénétiques, puisque entre les granites à biotite et les granites de Bavella la transition se fait par des roches intermédiaires — les «granites granulitiques» de NENTIEN (1897). Au contraire les diaclases courbes deviennent plus nombreuses sur les marges, là où subsistent d'importantes inclusions de diorite et où se trouvent quelques restes de migmatites (P. LAPADU-HARGUES et J. MAISONNEUVE [1954]), près d'Ajaccio, à l'embouchure du Taravo et à l'Est de Porto-Vecchio.

Peut-on alors expliquer les pelures d'oignon des filons de diabase par leur préformation structurale? Le fait qu'on ne voit pas de fissures courbes dans la diabase fraîche n'a rien d'étonnant puisqu'on ne voit pas non plus de fissures droites?

Mais s'agirait-il de fentes de décomposition ou de fentes de refroidissement d'un magma? Je pense qu'on peut admettre ici avec G. E. GOODSPEED, notamment, (1952) l'existence d'un magma et par conséquent de fentes de refroidissement dans un dyke rhéomorphique. Auquel cas l'hydrolyse ne ferait qu'élargir des fentes courbes virtuelles. Or souvenons-nous que c'est en étudiant ces pelures d'oignon que E. BLACKWELDER avait conclu à l'inexistence de facteurs structuraux. Devons-nous alors renoncer à la théorie hydrolytique? Non. Car on a suffisamment de preuves par ailleurs (5).

Il subsiste d'ailleurs bien d'autres points d'interrogation.

Comment concilier la texture gneissique des pains de sucre de Rio de Janeiro et l'ascension d'un batholite homogénéisé? Cette ascension aurait elle précédé le stade final de l'homogénéisation? La texture gneissique serait-elle au contraire postérieure à la granitisation? L. C. KING parle bien à propos des bornhardts de Rhodésie de «roches plutoniques» ou de «roches plutoniques métamorphisées».

Pourquoi, d'autre part, ces formes sont-elles si nombreuses dans les pays tropicaux? Est-ce un fait climatique, comme le pense le même KING qui associe la présence des bornhardts à la pédiplanation? Peut-être le système d'érosion tropical est-il favorable au maintien des surfaces verticales et au balayage des éboulis

(5) Les filons de diabases de la plage de Bussagna, près de Porto, Corse, sont des dykes de remplacement. On voit très nettement l'existence de fissures droites, mais il n'y a pas de diaclases courbes.

au bas des pentes, mais l'explication est insuffisante si l'on admet une «préformation» structurale des bornhardts. Est-ce un fait tectonique?

Toutes ces formes apparaissent dans des roches précambriques qui n'ont pas connu depuis leur mise en place de phases de plissement, comme en ont connues les régions de montagnes jeunes. Les cicatrices de la mise en place n'ont peut-être pas été recoupées par d'autres cassures plus récentes. En même temps la surrection récente et la vitesse de l'érosion tropicale ont rapidement dégagé des formes très anciennes et comme figées (cf P. BIROT [1958]).

### Conclusion

Ainsi, même si l'existence des diaclases courbes est un fait, elle ne peut expliquer qu'une faible partie des boules de petit et de moyen format — jusqu'à quelques mètres —. Il en est de même des formes plus grandes (de l'ordre de l'hectomètre) de Corse: pseudo-pains de sucre et dômes de Vico. Il est possible, cependant, que des fissures enveloppantes expliquent d'autres dômes, bornhardts, etc... des régions tropicales, sans qu'on puisse décider de la part qui revient au système d'érosion et à l'âge des roches.

### Zusammenfassung

Die Wollsäcke oder allgemeiner die gerundeten Felsformen können verschiedenen Ursprungs sein, wie auch ihre Form beschaffen sein mag. Eine Abrundung durch Athmosphärilien vermag die bevorzugte Rundung der Ecken und Kanten zu erklären, für die es belanglos ist, welche Gesteinsmassen durch die rechtwinklig aufeinanderstehenden Klüfte eingeschlossen werden. Es ist die chemische Verwitterung und nicht die thermische Dilatation infolge von Feuersbrünsten, die für diese Zurundung maßgeblich ist.

Die mächtigen Kuppeln der Gegend von Vico (Korsika) können nur erklärt werden durch Abspülung und Gekriech, die die ehemals von einer Boden- und Walddecke überzogenen Wasserscheiden formten.

Blöcke geringeren Ausmaßes können nur das Ergebnis der selektiven Herausarbeitung von Absonderungen oder Einschlüssen härteren Gesteins sein.

Darüber hinaus haben Feldbeobachtungen auf Korsika, in Galizien und in den Pyrenäen das Vorhandensein von gebogenen Klüften gezeigt, die oftmals nach oben konkav sind und nur als Strukturen des Gesteins gedeutet werden können. Die beste Erklärung dafür bleibt die Theorie der Druckentlastung. Die Tatsache, daß diese Formen nur in Gesteinen magmatischen Charakters vorkommen, deutet ein Aufsteigen der Gesteinskörper nach ihrer Erstarrung an.

### Summary

The residual boulders or more generally expressed rounded rock features may have a different origin what ever their shape looks like. The rounding by the agents of atmospheric weathering is able to explain the favoured blunting of corners and edges to which it is irrelevant which bulks of rock are inclosed by joints standing vertically one upon the other. It is chemical weathering and not thermal dilatation by conflagration which is responsible for this rounding.

The massive cupolas of the area of Vico (Corsica) are to be explained only by downwash and creep which formerly shaped the watersheds coated by a cover of soil and forest.

Smaller boulders can only be the result of selective sculpturing of separated parts or enclosures of more resistant rock.

Furthermore field evidence in Corsica, Galicia and in the Pyrenees showed the occurrence of inflected joints being frequently concave towards the top which can be explained only as being the texture of the rock. The best explanation for it remains the theory of release of pressure. The fact of these features occurring only in the rocks of magmatic character points to an ascend of rock bulk after its having become rigid.

### Bibliographie

- On consultera les traités de géomorphologie et de géologie classiques et en outre:
- BARTON, D. D.: Notes on the disintegration of granites in Egypt. *Jal. of Geol.*, 24, 382-392, 1916.
- BIROT, P.: Résultats de quelques expériences sur la désagrégation des roches cristallines. *C. R. Ac. Sc.*, 225, 745, 1947.
- BIROT, P.: Travaux et Documents du C.N.R.S. (sous presse), 1958.
- BIROT, P., et SOLE-SABARIS, L.: Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Mém. Centre Docum. cartographique, C.N.R.S.*, 4, 9-61, 1954.
- BLACKWELDER, E.: Exfoliation as a result of rock weathering. *Jal. of Geol.*, 33, 793-806, 1925.
- BLACKWELDER, E.: Fire as an agent in rock weathering. *Jal. of Geol.*, 35, 134-140, 1927.
- BLACKWELDER, E.: The insolation hypothesis of rock weathering. *Am. Jal. of Sc.*, 26, 152, 97-113, 1933.
- BONNEY, T. G.: Observations in the rounding of pebbles by alpine rivers. *Geol. Mag.*, 35, 54-61, 1888.
- BOYE, M.: Glaciaire et périglaciaire de l'Ab Sund nord-oriental (Groenland). *Act. Scient. et Indust.*, No. 1111, 176 p., 38 pl., 1950.
- BRAJNICKOV, B.: Les pains de sucre du Brésil sont-ils enracinés? *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 13, 267, 1953.
- BRANNER, J. C.: Decomposition of rocks in Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 7, 285-314, 1896.
- BRIDGMANN, P. W.: Effects of high shearing stress combined with high hydrostatic pressures. *Phys. Rev.*, 48, 825-847, 1935.
- CAPDECOMME, L.: Sur l'importance à attribuer aux ruptures de cristaux dans l'évolution des roches en profondeur. *C.N.R.S., Fond. Rockfeller, Colloque Int'l de Pétrographie, Nancy*, 4 p., 1955.
- CHAPMAN, R. W., et GREENFIELD, M. A.: Sphéroïdal weathering of igneous rocks. *Amer. Jal. of Sc.*, 247, No. 6, 407-429, 1949.
- CLOOS, H.: Plutone und ihre Stellung im Rahmen der Küstenbewegungen. *C.R. 16<sup>th</sup> Int. Geol. Cong. Washington*, p. 225-253, 1933.
- COTE, M.: Quelques aspects de la morphologie de l'Ahanggar, *Revue Géog. Lyon*, 32, No. 4, 321-332, 1957.
- DALE, T. N.: The commercial granites of New England. *U.S. Geol. Surv., Bull.* 738, 1 vol. 1923.
- DEMAY, A.: Sur les conditions physiques des déplacements de matière et des cristallisations qui aboutissent à la formation d'un massif granitique. *C.N.R.S., Fond. Rockfeller, Colloque intern. Pétrog., Nancy*, 19 p., 1955.
- DUFFAUT, P.: Sur la genèse des «boules» de certains granites. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 7, 139-141, 1957.
- EMERY, K. O.: Brush fires and rock exfoliation. *Am. Jal. of Sc.*, 242, 506-508, 1944.
- FARMIN, R. T.: Hypogene exfoliation in rock masses. *Jal. of Geol.* 45, 6, 625-635, 1937.
- GILBERT, G. K.: Domes and dome structure of the High Sierra. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 15, 29-36, 1904.
- GOODSPEED, G. E.: Replacement and Rheomorphic Dykes. *Jal. of Geol.*, 60, 356-363, 1952.
- GRIGGS, D. T.: The factor of fatigue in rock exfoliation. *Jal. of Geol.*, 44, 783-796, 1936.
- HAMELIN, L. E., et CAILLEUX, A.: Sables, cailloux et cannelures de l'Itatiâia. *Zeits. für Geomorph.*, N.F. 1, 3, 308-312, 1957.

- HANDLEY, J. R. F.: The geomorphology of the Nzefia Area of Tanganyika with special reference to the formation of granite tors, XIX<sup>e</sup> Cong. Geol. Int., 21, 201–210, Alger, 1954.
- HUNT, CH., AVERITT, P., et MILLER, R. L.: Geology of the Henry Mountains region. U.S. Geol. Surv., Prof. PAPER, 228, 1953.
- KEMP, J. F.: Spheroidal weathering of dikes. M. Sc. Press, 98, 443–444, 1909.
- KING, L. C.: A theory of bornhardts. Geol. Jal., 112, 83–87, 1948.
- KLAER, W.: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. Pettermanns geographische Mitt., Ergänzungsheft 21, 1956.
- LAPADU-HARGUES, P., et MAISONNEUVE, J.: Données préliminaires sur l'étude pétrographique de la partie méridionale de l'Île de la Corse (feuille de Sartène et de Porto-Pollo au 80 000e). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 241, T. VII, 1954.
- LAUTENSACH, H.: Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korsika, ein Vergleich. V. 61, Cong. Intern. Géogr. Lisbonne, 2, 270–297, 1948 (paru en 1950).
- LINTON, D. L.: The problem of tors. Geogr. Jal. G. B., 121, No. 4, 470–487, 1955.
- MATTHES, F. E.: Geologic History of the Yosemite Valley. U.S. Geol. Surv., Prof. PAPER, No. 160, 1930.
- MERRILL, G. P.: Desintegration and decomposition of diabase at Medford. Mass., Bull. Geol. Soc. Amer., 7, 349–362, 1896.
- MERRILL, G. P.: A Treatise on rocks, rock weathering and soils, The Macmillan Co. London & New York, 1 vol., 1904.
- NENTIEN, M.: Etude sur la constitution géologique de la Corse, mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique de France, 1 vol., 1897.
- RONDEAU, A.: Problèmes de morphologie régionale et d'érosion différentielle en Corse méridionale. Corse et Bretagne; à propos du modèle granitique de la région de Trégastel, Côtes du Nord, sous presse à la revue «Norois», 1958.
- RONDEAU, A.: Géomorphologie et Géochimie: à propos d'altération différentielle en Corse, Bull. Assoc. Géogr. français, 271–272, p 17–23, 1958.
- RUXTON, B. P., et BERRY, L.: Weathering and associated erosional features in Hong-Kong. Bull. Geol. Soc. Am., 68, No. 10, 1263–1292, 1957.
- SHALER, N. S.: Note on the concentric structures of granite rocks. Boston Soc. Nat. Hist. Proc., 12, 288–293, 1868.
- TERMIER, H. et G.: Géologie et Pétrogénèse; Serv. Carte Géol. Algérie, Bull. 2, 177 p., 1953.
- URVOY, Y.: Les bassins du Niger. Mém. Inst. fr. Afrique Noire, 4, 1 vol. 139 p., 1942.
- WAGNER, P. A.: Negative spheroidal weathering and jointing in a granite of Southern Rhodesia. Trans. Geol. Soc. Sth Africa, XV, 155–163, 1913.

# Geologisches Kräftespiel und Landformung

nach A. WINKLER v. HERMADEN<sup>1)</sup>

Von

HANS SPREITZER, Wien

Letzte Zielsetzung dieses Werkes ist die Erkenntnis des Zusammenwirkens des endogenen Geschehens und der exogenen Gestaltung der Landformen. Ein der Größe des untersuchten Ostalpenraumes und seiner Bedeutung entsprechender Reichtum von Beobachtungstatsachen und Forschungsgrundlagen wird nach diesem Gesichtspunkt geordnet und überprüft. In einer solchen Fragestellung wurde noch vor der jüngsten Entwicklung der Geomorphologie gerade das Hauptteil der Forschung gesehen. Wenn ihr nun mit Recht von einer anderen Aufgabenstellung her die seit langem erkannte und in wichtigen Teilfragen untersuchte, aber erst in den letzten Jahrzehnten zur vollen Entwicklung gelangte klimamorphologische Untersuchung an die Seite, ja vor ihr in den Vordergrund gerückt ist, so muß doch die Erforschung der im Ineinander greifen der wirksamen geologischen Faktoren bzw. Vorgänge und der formgestaltenden geomorphologischen Kräfte gegebenen Gesetzmäßigkeiten das andere große Ziel bleiben. Zur Behandlung dieser großen Aufgabe vereint sich bei dem Verfasser in seltenem Maße eine in Jahrzehnte langer intensiver Feldarbeit erwiesene Beherrschung der geologischen Grundlagen mit bewußter geomorphologischer Fragestellung. Es sind 45 Jahre vergangen, seitdem er zum ersten Mal Ergebnisse aus seinem hauptsächlichen Untersuchungsgebiet veröffentlicht hat, und schon in den ersten Jahren seiner Forschertätigkeit traten auch heute leitende Fragestellungen nach dem Zusammenhang von endogenen Vorgängen, korrelaten Sedimenten und Grundzügen der Landformung in seinem wissenschaftlichen Werke entgegen. In allen Teilgebieten des Untersuchungsraumes bietet eigene Forscherarbeit, dazu die vollste Beherrschung des in den vielen regionalen Untersuchungen niedergelegten Tatsachenmaterials und schließlich nicht minder der Einblick in die Probleme der allgemeinen Morphologie, im besonderen der Morphogenese, die Vorausset-

<sup>1)</sup> Geologisches Kräftespiel und Landformung, grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. XX u. 822 S., mit 120 Textabbildungen und 5 Tafeln, Wien, Springer Verlag 1957.

zung für diese Darstellung. Wenn oft schon aus räumlich recht beschränkten Untersuchungsgebieten Erkenntnisse allgemeiner Bedeutung gewonnen werden, so bilden hier ein großer Teil der Ostalpen, deren Brücke zu den Karpathen und zum dinarischen Gebiet sowie die Vorländer und Beckenlandschaften im Norden, Osten und Süden der Alpen die Forschungsgrundlage. Zwei Aufgaben werden damit erfüllt: die zusammenfassende, doch nie unstatthaft verallgemeinernde, sondern alle regionalen Besonderheiten beachtende Darstellung des geomorphologisch bedeutsamen Entwicklungsganges dieses großen Untersuchungsraumes um seiner selbst willen und der Gewinn über den Raum hinaus wichtiger Erkenntnisse allgemeiner Bedeutung, die aus einem Gebiet, das eine solche Schlüsselstellung einnimmt, entsprechendes Gewicht erhalten.

Durchdachter Aufbau und folgerichtige Ableitung bestimmen die Gliederung in einige wenige Hauptteile. Der seinem Umfang nach kürzeste, als Einleitung aufzufassende erste Überblick die *h a u p t s ä c h l i c h s t e n F r a g e s e t z l u n g e n u n d o f f e n e n P r o b l e m e*. In den hier näher ausgeführten Grundsätzen eigener Arbeitsrichtung wird vor allem die lange Dauer der Zeiträume betont, die allein schon seit dem jüngeren Miozän vergangen sind und genügend Möglichkeit auch zur Ausbildung allgemein verbreiteter Abtragungssysteme ließen. Nach radioaktiven Zeitbestimmungen und nach den wichtigen eigenen relativen Altersschätzungen von Pliozän und Miozän auf Grund der sedimentologischen Befunde im nördlichen Alpenvorland und Wiener Becken, am Südsaum der Venetianer Alpen und nicht zuletzt der Schichtfolge im steirischen und südlichen westungarischen Becken würden, je nach den Begrenzungen, auf das Miozän 28 bis 32, das Pliozän 10 bis 14, das Quartär 1 bis 1,5 Millionen Jahre entfallen. Mit Absicht wird auch bereits einleitend und noch ohne Begründung eine Übersicht über die zyklische Gliederung der tertiären Entwicklung gegeben. Der Verfasser erweitert STILLES orogenetische „Phasen“ zu „Zyklen“, die jeweils orogenetische Faltungszeiten und Phasen verstärkter epirogenetischer Entwicklung umfassen. Dabei wird der gesamte „Großzyklus erster Ordnung“, den die cretazisch-alpidische Orogenese darstellt, in fünf „Hauptzyklen“ (Großzyklen zweiter Ordnung) gegliedert. Solche Hauptzyklen sind die Laramische, Pyrenäische, Savische und Steirische „Phase“, an sie schließt sich ein letzter tertiärer Hauptzyklus im Pliozän, der das heutige Formenbild bestimmt. Jeder der Hauptzyklen hat mehrere Teilphasen verstärkter Faltenogenese, getrennt durch nicht sehr lang dauernde Zeiträume vorherrschender Epirogenese und Diktyogenese.

Gemäß der im vorliegenden Werk wie in vielen früheren Arbeiten des Verfassers mit Nachdruck vertretenen Auffassung von der verhältnismäßig jugendlichen Altersstellung auch der ältesten in der Landformung des Untersuchungsraumes erhaltenen Züge, beginnt die eingehende Darstellung des großen zweiten Hauptteils mit dem Obermiozän und umfaßt die obermiozäne, pliozäne und — unter Berücksichtigung einer vorangegangenen Untersuchung weniger geschlossen und kürzer gefaßt — die quartäre Entwicklung. Nach der allgemeinen Kennzeichnung und Erörterung der zeitlichen Stufen folgt jeweils die sehr eingehende Darstellung der als *j u n g t e k t o n i s c h e - g e o m o r p h o l o g i s c h e E i n h e i t e n* erkannten Teilräume. Als solche Raumeinheiten unterscheidet der Verfasser: das steirische Becken und seine Randgebirge, den jungen Bereich der Savefalten, den Tertiärbereich am venetisch-friaulischen Außensaum und den Rand-

saum der östlichen Südalpen, das westpannonische Becken, das inneralpine Wiener Becken und seinen Gebirgssauam, das nördliche Alpenvorland in Salzburg, Ober- und Niederösterreich, mit speziellen morphologischen Ausblicken auf die nördlichen Kalkalpen, schließlich die Tertiärbereiche innerhalb der Ostalpen, mit Bezugnahme auf die morphologische Entwicklungsgeschichte der östlichen Zentralalpen. Diese räumliche Gliederung ist zugleich bestimmt durch den für die Forschung fruchtbaren Grundgedanken der Zusammenfassung der einander zugehörigen Sedimentations- und Abtragungsgebiete und hat darin auch eigenen Wert.

Trotz dem Ineinandergreifen geologischer und geomorphologischer Vorgänge ist in gewissem Maße eine Zweigliederung dieses der Entwicklungsgeschichte gewidmeten zweiten Teils gegeben. Die ersten Abschnitte (A bis E, S. 15 bis 328) bringen in erster Linie die aus der Ablagerungsfolge erschließbare geologische Geschichte, immer unter Berücksichtigung geomorphologischer Erscheinungen, die hier im ganzen aber doch zurücktreten. Genese, Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen der sarmatischen (Abschnitt B) und der pannosischen Stufen (C) werden jeweils nach einer allgemeinen Kennzeichnung so eingehend behandelt, daß eine verlässliche Darstellung des Forschungsganges und des heutigen Standes, immer mit entschiedener eigener Stellungnahme, geboten wird. Das ganze Gewicht der Darstellung ist in die erwähnten Teilräume gerückt und erfaßt auch innerhalb derselben die vielfach auftretenden regionalen Verschiedenheiten; einzelne der Gebiete werden infolge ihrer Schlüsselstellung in besonderer, allseitiger, schon hier auch die morphologischen Zeugnisse der Entwicklung einbauender Behandlung dargestellt: so die Gratkorner Schollensenke und ihre Ausmündung in den Grazer Boden und die Landschaftsentwicklung der Gleichenberger Kogel. Beispiele finden sich aber in allen Teilgebieten. Aus der Betrachtung hochgelegener Schotterreste im Ennsgebiet und hochgelegener Breccien ergeben sich bereits Ausblicke auf die morphologische Entwicklungsgeschichte der Nordalpen, im Zusammenhang mit der Erörternug der Sattnitzkonglomerate auf die Karawanken. Die von umfassender Kenntnis und größter Sorgfalt getragene Überschau über die ganze Mannigfaltigkeit des zeitlichen und räumlichen Wechsels der Vorgänge und ihrer Zeugnisse ermöglichte es dem Verfasser, die allgemein geltenden Züge der Entwicklung namentlich in ihrer Bedeutung für die Morphogenese der Landschaft zu erkennen. In zweckmäßig gefaßten Zusammenfassungen jeweils am Ende der Abschnitte oder auch schon der Unterabschnitte werden sie übersichtlich dargeboten. Die besondere stratigraphische Aufgabenstellung führt den Verfasser zu einem weit über das große eigentliche Untersuchungsgebiet noch hinausreichenden Vergleich mit dem süd-, west- und osteuropäischen Jungtertiär (Abschnitt D) und zur Darstellung der allgemeinstratigraphischen Probleme des Pliozäns und der Pliozän-Quartärgrenze (E). Nur kürzer und auf einzelne räumliche Abschnitte aufgeteilt ist das Quartär erörtert, das von dem Verfasser vor kurzem in einer eigenen großen Abhandlung (Denkschriften der Ost. Ak. d. Wiss., Mnatzw. Kl. 110. Band, 1. Abh. Wien 1955) zusammengefaßt wurde. Die speziellen stratigraphischen Einordnungen des Jungtertiärs durch den Verfasser finden auch durch übersichtliche Tabellen ihren Ausdruck.

Aus dem weitreichenden Vergleich zwischen Rhône-, Apenninbereich und pannonschem Becken gewinnt der Verfasser ein allgemeines Parallelisierungs-

ergebnis; nur das untere (und vielleicht mittlere) Pannon des östl. Alpensaums entsprechen dem „Pontien“ französischer und dem „Pontico“ italienischer Geologen; das Mittel-Oberpannon des Ostens den marinen Ablagerungen des Plaisancien; erst das höhere marine Pliozän (bzw. Mittel- und Oberpliozän nach SELLI und RUGGIERI [1952]) ist den dazisch-levantinischen Schichten des pannonischen Raumes zu parallelisieren. Endlich bietet der Verfasser Vorschläge für die Neu-gliederung des Pliozäns.

In der stratigraphischen Ablagerungsfolge bieten sich für die vom Verfasser untersuchte Hauptfrage in der Verfolgung der Schichtlücken und Erosionsdiskordanzen, der Mächtigkeitsschwankungen und Änderungen in der Ausbildungsart der Schichtglieder, in der Feststellung der Regressionen und Transgressionen die systematisch angewandten Forschungsmittel, durch welche gemeinsame morphotektonische Züge erkannt werden. Auch morphologische Erscheinungen: alte Abtragungssysteme und Abrasionsterrassen, Feststellung alter zertalter Landschaften, werden bereits in diesen im wesentlichen die Stratigraphie vermittelnden Abschnitten selbstverständlich herangezogen.

Als solche Zeugen gemeinsamer morphotektonischer Tendenz erscheinen: Erosionsdiskordanzen an der Basis des Sarmat in der steirischen Bucht, gleichzeitige Regression im Savebergland wie auch im Gebiete der Wiener Neustädter Pforte, Auftreten von Schotterungen und Wildbachschottern im Wiener Raum; — die Erosionsdiskordanz unter dem mittelsarmatischen karinthischen Delta der steirischen Bucht mit der ihr folgenden Verschüttung, mit Entsprechung in der Tüfferer Bucht im Savebergland wie auch inneralpinen Wiener Becken; — im obersten Sarmat Anzeichen von terrestrischen Einwirkungen in den verschiedenen Gebieten teils als Grobsande-bildungen, als Schotterdecken, Denudationsflächen, oder als Diskordanzen, wobei aber der Übergang vom Sarmat in das Pannon ohne allgemeine Diskordanz erfolgt; — die Erosionsphase vor Ablagerung des Kapfensteiner Schotterzugs im steirischen Gebiet mit Nachweis aus dem Bergland herausführender Schotterrinnen als Folge einer tieferen intrapannonischen Störung, mit Ent-sprechungen an der Triesting und Piesting im Wiener Becken. Verbreitung und Mächtigkeits-schwankungen der Schichten gestatten die Feststellung alter Schwellen und Einmuldungszonen, und spiegeln tektonische Vorgänge oro- und epirogenär Art. Ausbildung und Zusammensetzung der Sedimente ergeben paläogeographische Züge: so das Bestehen alter, erst im Pannon versenkter Festlandsgebiete, wie des kristallin-paläozoischen im Kleinen Ung. Tiefland, des Tisia-Massifs im Großen Alföld. Alte Einzugsgebiete der Flüsse wiederum werden aus der Schotterzusammen-setzung des Schotterkegels im Raum der Wiener Neustädter Pforte erschlossen. Die Mächtigkeits-angaben des Schutt-körpers gestatten schließlich zeitliche Abschätzungen, die für das Sarmat des steirischen Beckens auch mit Umrechnung der sandigen Bildungen auf einen vergleichbaren „Tegel-wert“ erfolgen, und überall die Erosionslücken und späteren Abtragungsvorgänge berücksichtigen.

Nach den vor allem den stratigraphischen Fragen dienenden Hauptabschnit-ten bringen die folgenden (F bis L, S. 329 bis 604) dieses Hauptteils die gesamte geologische und geomorphologische Entwicklung der einzelnen Teillräume, in denen sich die Sedimentations- mit den Ab-tragungsgebieten verknüpfen. Die geomorphologische Betrachtung rückt in den Vordergrund. Wo es die Aufgabenstellung der einzelnen Abschnitte gestattet, geht der Verfasser in glücklicher, gut einführender Beweisführung von der Gegen-wart zurück zu den Altformen. Bei der Behandlung der östlichen Zentralalpen, der steirischen Bucht und Westpannoniens beginnt damit der Verfasser mit einer Beurteilung der Alluvialzeit, die mit einer Erosionsphase ihren Anfang nahm, und eine noch einmal durch eine sekundäre Eintiefungszeit unterbrochene Aufschüttung von 7,5 m bis 15 m Mächtigkeit im unteren Murtal brachte. Die jüngeren Quartärterrassen (Würm und Riß) dieses Gebiets sind nach dem Verfasser in erster Linie durch die aus den Vergletscherungsgebieten zugeführten Schuttmassen ohne

wesentliche periglaziale Mitwirkung entstanden, im übrigen die höheren (das Helfbrunner Niveau, die mittlere und obere Terrassengruppe) interglazialen Alters, hervorgegangen aus einem ineinanderwirken tektonischer und eustatischer Bewegungen. — Überzeugend lassen sich sodann für die darüber folgenden Abtragungssysteme im Raume der steirischen Bucht eindeutige Altersbestimmungen gewinnen. Sie treten zunächst als jüngstpliozäne (spätlevantinisch-präglaziale) Denudationsflächen entgegen, aus zwei Teilfluren bestehend, die weit hinein in das Gebirge verfolgt werden, wobei das untere, „Präglaziale“ Niveau in den östlichen Zentralalpen 150 m bis 300 m, in großen Teilen Westpannoniens 100 m bis 200 m über dem heutigen Talboden angenommen wird. Erst in einem mittleren Abschnitt des Quartärs, besonders im M-R-Interglazial habe in vielen Bereichen des Ostalpen die Tiefenerosion die heutigen Talsohlen ganz oder nahezu erreicht. Noch deutlichere Ausprägung haben die spätdazischen-altlevantinen Abtragungsfluren (Hochstraden-Niveau), die durch Abtragungsgrößen von 50 m bis 60 m, bzw. 90 m bis 95 m von dem spätlevantinen (Stadelberg-Zahrerberg-Niveau) getrennt sind. Es folgen wieder höher die fruhdazische und oberstpannische Oberfläche, ein Doppelniveau, von dem das obere vor, das tiefere nach einer Orogenese entstanden ist. Bis an den Gebirgsrand und weit talauf werden sie verfolgt.

Das Drau-Savegebiet gibt von den Beziehungen zur Sattnitz aus die Möglichkeit zur Erörterung der geomorphologischen Entwicklung der Karawanken, deren ältere Landoberfläche (um 2000 m) in das tiefe Pannon, eine weit verbreitete Zeit tektonischer Inaktivität, zu stellen ist. Ihre erste Zerschneidung erfolgte in der frühintrapannischen Bewegungs- und Tiefenerosionsphase. Von den tieferen Fluren ist das System um 1100 m sodann vermutlich altdazisch, die um 1000 m und um 900 m rücken nach ihrer Bildungszeit in das oberste Daz bis unterstes Levantin (Hochstradener System).

Eindrucksvoll tritt die Jugendlichkeit der zum Teil großartig ausgeprägten Verebnungssysteme im Savebergland entgegen, wo die junge Orogenese eindeutige Altersbestimmungen ermöglicht, die der Verfasser voll und in ideenreicher Art auswertet. Besonders lehrreich scheint auch die Einordnung der Verebnungsphasen und der zwischen ihnen gelegenen Faltungen und Epirogenesen im Uskokengebirge. Die Fortführung der Altersbestimmungen in die westlich gelegenen Hochalpen führt in den Steiner Alpen wieder zu einer Einreihung der höchsten Landoberfläche (1900 m bis 2000 m) in das tiefste Pannon; diesem entspricht in den Julischen Alpen ebenfalls ein Flächensystem von 2000 m bis 2100 m. Hier aber treten über 2500 m altsarmatische Fluren auf. — Entsprechende Einordnungen ergeben sich in den Südalen zwischen Etsch und Save von den in 700 m bis 950 m Höhe gelegenen spätdazischen bis frühlevantinischen Hochkarstfluren bis hinauf zu den altsarmatischen um Mangart und Kanin in 2400 m bis 2700 m.

In einen vielerörterten Kernraum der Forschung führt die Besprechung des inneralpinen Wiener Beckens und der Bucht von Landsee im mittleren Burgenland, wo mit der Feststellung und Altersbestimmung der Flurensysteme — am Ostrand der Zentralalpen, im Semmeringgebiet, im kalkalpinen und Flyschwienerwald — entschieden die Annahme einer mehrgliedrigen Flurentreppe aus altersverschiedenen Niveaus vertreten wird. — Im Zusammenhang mit der jungpliozänen Entwicklungsgeschichte des österreichischen Donauraums oberhalb von Wien steht die Ausbildung der Durchbruchstalstrecken an der Donau, von denen das Durchbruchtal der Wachau als ein Ende des Pannon angelegtes epigenetisches Tal angesehen wird.

Von den östlichen Randgebieten her folgt im letzten Abschnitt dieses Teiles die geomorphologische Entwicklungsgeschichte der östlichen Zentral- und der östlichen Nordalpen. Die bisherigen Hauptgebiete der Forschung (Koralpe und andere Teile des Steirischen Randgebirges, Zentralalpengruppen bis zu den Gurktaler Alpen nach dem Westen, Schneeberg-, Rax- und Nachbargebiete, Gesäuseberge, Dachsteingruppe) finden ihre besonders eingehende Behandlung mit Stellungnahme zu den viel erörterten Problemen: Augensteinlandschaft und Augensteinvorkommen, alte Beccien, präglazialer Talboden und selbstverständlich Beurteilung der Niveaugliederung. Altersmäßig reichen nach dem Verfasser auch die höchsten Systeme nicht über das Sarmat hinauf. Am Südfuß der Hochschwabgruppe allerdings hat eine Verbiegung, sodann Zudeckung mit tonigen Sedimenten

und wieder nachträgliche Exhumierung den (schräggestellten) Rest eines älteren, mittelmiozänen, Relief erhalten lassen.

Für die Alterseinreihung der einzelnen hochgelegenen Systeme, an denen nicht mehr wie bei den tieferen in der Steirischen Bucht oder in den Savefalten ein diskordantes Abschneiden sicher eingeordneter pliozäner Schichten die Zuordnung verhältnismäßig einfach gestaltet, werden in sorgfältigem Untersuchungsgang die korrelaten Schichten der Flachlandschaften wie anderseits auch der zwischen ihnen gelegenen Erosionsphasen ermittelt und im ganzen eine große Synthese gewonnen. Recht günstig werden die einzelnen — oft mehrgegliederten Flächen nach örtlichen Namen aus dem Koralpengebiet und — die zwei untersten — aus der steirischen Bucht bezeichnet: vom höchsten Korniveau (sarmatisch, mit zwei Teilfluren, entsprechend einer Teilphase vorwiegender Feinsedimentation im mittleren, sowie dem „Kohlehorizont“ im oberen Sarmat), über das altpannische Wolscheneckniveau, das mittelpann. bis basal-oberpann. Glasshüttener, zum oberstpannon bis unterstdazischen Trahütterer Niveau, an die sich — vor allem in der Steirischen Bucht und in den Alpentälern — die schon weiter oben erwähnten Hochstradenflur und das Zahrerberg-Stadelberg-Niveau anschließen.

Das letzte regionale Problem betrifft die Stellung der Hohen Tauern, die gegenüber den Niederen Tauern und den Gurktaler Alpen zwar eine tektonische Aufbiegungszone darstellen, deren Aufwölbung in ihrem Hauptbetrag (um 3000 m bis 4000 m) indes in eine ältere Zeit (helvetisch-tortonisch-altsarmatisch) fällt, so daß die oberste Flachlandschaft der Gurktaler Alpen hier nur noch um 300 m bis 600 m höher aufgebogen wurde und sich in den obersten Niveaus der Hohen Tauern (2700 m bis 2900 m) fortsetzt.

Eingereiht in die Tatsachenfülle der Zeugnisse zur Entwicklung der Teillräume kommt es schon in diesem Teil des Werkes zu Hinweisen wie auch zu besonderer Erörterung allgemeiner morphologischer Probleme: Unterscheidung von Initial- und Sequenzrumpfen (s. u.) im Anschluß an die Entwicklung der östlichen Südalpen, Schrägstellung in der älteren, rein blockförmige Weiterhebung in der jüngeren Entwicklung (am Beispiel der Koralpe), umfangreiche quantitative Angaben des Größenmaßes der Abtragung durch Erosion und Denudation zwischen den einzelnen altersmäßig eingereihten Flurensystemen (im steirischen Bergland), mehrfach Hinweise auf Eigenart und Bedeutung des Tertiärklimas für die Formengebung.

Die reichen regionalen Forschungsergebnisse stellen die Grundlage für den dritten Hauptteil dar, der die „Ergebnisse allgemeiner Natur über Probleme jungtertiärer und alttertiärer Schichtgliederung, Tektonik, Vulkanismus und Formengebung“ in vielseitiger Betrachtung darlegt (Abschnitt A bis J, S. 605 bis 746). Über eine bloße Zusammenfassung der regionalen Forschungsergebnisse weit hinausgehend entrollt sich hier eine Synthese des gesamten Fragenkreises, welche auch die Tiefenbewegungen in den Orogenen und ihre geophysikalische Deutung (Abschnitt E), das Problem der Transgressionen und Regressionen (F), das Verhältnis von Tektonik und Vulkanismus (C) — mit Feststellung eines unmittelbaren und direkten Zusammenhangs zwischen orogenetischen Bewegungen und magmatischen Phasen und zwar eines Nachhinkens der letzteren — mit umschließt, als Hauptanliegen jedoch die Beziehungen zwischen endogenem Geschehen und exogener Landformung zum Gegenstand hat. Um diese reihen sich in großer Fülle Erörterungen von Teilfragen: der Piedmonttreppe, der Hangentwicklung, der Erhaltung und Weiterbildung von Fluren und Flachstrecken der Täler, der Denudations- und Erosionsvorgänge, der Abrasionsterrassen und vieler anderer. Sie werden — unter sicherer Beurteilung der schon vorliegenden Forschungen — mit neuen Belegen und Gedankengängen vorgetragen. Aus dem Zusammenhang der Phasen der stratigraphischen und geologisch-morphologischen Entwicklung, die gleichzeitig und

mit der gleichen Tendenz das ganze Untersuchungsgebiet umfaßten, zeigten sich auch neue Wege zur Parallelisierung auch mit der westalpinen Entwicklung (im Rhônegebiet) und südlich der Alpen („tektonische“ Parallelisierung der orogenetischen Phasen, geomorphologische Gleichsetzung von Verebnungssystemen, Schlußfolgerungen aus dem Auftreten des Vulkanismus).

Für die Beurteilung der Landformung der Ostalpen wird der von dem Verfasser mit eingehender Begründung vertretene Ablauf der Bewegungen grundlegend: zwischen den auf bestimmte Zeiträume beschränkten Faltungssphasen — von mäßig langer Dauer von „höchstens einigen 100 000 Jahren“ bis „etwa 1/2 Millionen Jahre“ — liegen Zeiten der Senkung und Aufschüttung mit Sedimenten, aber auch Zeiten tektonischer Inaktivität mit Bildung von Rumpfflächen „staffeln“, für welche letztgenannte  $\frac{1}{4}$  bis 1 Millionen Jahre und mehr zur Verfügung stehen und anzunehmen sind. Die Zeiten der Bruchbildung („Zerrungsbrüche“) sind nicht die der orogenetischen Phasen, sie entsprechen einem langdauernden Vorgang und liegen in den Zeiten der faltenfreien Epirogenese. Wiederholt hat Rücksenkung des Alpenkörpers stattgefunden, wenn auch im Gesamtergebnis natürlich die Hebung überwiegt.

Die genaue Erfassung und Einreihung der Verebnungsphasen in Beziehung zu den Bewegungszeiten läßt den Verfasser die erstmals schon vor einigen Jahren vertretene Unterscheidung von Initial- und Sequenzrumpfen treffen. Dabei stellen die ersten durch Senkungsvorgänge eingeleitete, aber erst in tektonisch inaktiven Zeiten abgeschlossene Endrümpe dar und scheinen die bedeutenderen Einebnungen zu sein, die letzteren sind postorogenetische, im Anschluß an die Faltungszeiten gebildete Abtragungsfächen, denn stets unmittelbar vor und unmittelbar nach einer orogenetischen Phase scheint eine Zeit der Ruhe diese von den anschließenden Zeiten der Epirogenese zu trennen und kann mit dem Anwachsen bzw. Abflauen tangentialer Spannungen in Verbindung gebracht werden. Damit im Zusammenhang steht ferner die Tatsache, daß die Zahl der durch Verebnungen gekennzeichneten Ruhezeiten etwa doppelt so groß wie die der orogenetischen Teilphasen ist.

Die Formenentwicklung des Untersuchungsraumes wird durch die zeitliche Aufeinanderfolge verschiedener Verebnungssysteme bestimmt, nachdem ein höheres — aus einem früheren Hauptzyklus stammendes — mittelmiozänes Gebirge (mit Reliefunterschieden bis 1000 m) schon im höheren Miozän erniedrigt war, dessen durch die pliozän-quartäre Entwicklung stärker modifizierten Reste heute die über die höchsten Verebnungen noch aufragenden Gipfelgluren bilden. Vom oberen Miozän an bildet sich in den erwähnten Ruhezeiten der Bewegung der Stockwerkbau von Rumpfflächenstaffeln und Verebnungsflächen, der dem jüngsten alpidischen Hauptzyklus entspricht, welcher seinerseits sechs Teilzyklen mit im ganzen zwölf orogenetischen Phasen umfaßt. Neben dem allgemeinen Fall der in tektonischen Ruhezeiten gebildeten Folge von Verebnungsflächen wird die nicht nur theoretisch mögliche, sondern in Teilgebieten auch verwirklichte Möglichkeit einer „Rumpfschollenstreppe“ dargelegt, wobei an Brüchen verstellte Schollen auch von durchgehenden — zum Teil auch wieder verstellten — Verebnungssystemen durchzogen werden. Eine andere für manche Gebirgsgruppe der östlichen Zentralalpen charakteristische Sonderform bildet die „Verbiegungstreppe“, bei der

eine asymmetrische Schrägstellung eine einseitige Verbreitung der Flächensysteme entstehen läßt. Die in der steirischen Bucht und im benachbarten Westungarn vertretene „Großflurentrappe“ endlich zeigt flächenhafte Ausdehnung der einzelnen Fluren „staffeln“ mit geringer nachträglicher Verbiegung an ihrem Außenrand, wobei die jüngeren Fluren jeweils in Form breiter Talungen zwischen die älteren zurückgreifen.

Grundzug des morphologischen Geschehens ist die Ausbildung eines Stoclkwerkbaues von altersverschiedenen Rumpfflächen bzw. talgebundenen Verebnungssystemen, die im Laufe der Erhebung des Gebirges nacheinander jeweils in Ruheperioden, ja auch nach gut nachweisbaren Rücksenkungsphasen ausgebildet wurden. Mit dieser entschiedenen Annahme lehnt der Verfasser die wohl allzu einfache Vorstellung einer bloßen Zerstückelung einer einheitlich gebildeten Ausgangslandschaft ab, deren verschiedenen hohe Teile altersgleicher Anlage seien. Nur in der besonders erkannten Formengemeinschaft der Rumpfschollentreppe verbinden sich tektonische Verstellungen mit den in Ruheperioden der Erhebung gebildeten durchgehenden Verebnungssystemen. Der oben erwähnte Gedanke des Typs der Verbiegungstreppen zeigt nicht nur ein noch mobileres Verhalten in den älteren Stadien der Entwicklung gegenüber der späteren starren blockförmigen Hebung, sondern gibt auch eine bessere Vorstellung von dem Größenmaß des Ausraums bei der Bildung der einzelnen Flächen der Rumpftreppen. Dieser Gedanke verknüpft sich schließlich mit der den tatsächlichen Verhältnissen gut angepaßten Vorstellung von dem Bestehen eines Gelensauums in der schmalen, immer wieder auflebenden Grenzzone zwischen Aufwölbungs- und Senkungsraum. (Hier sei nebenbei erwähnt, daß der Gebrauch des Ausdrucks Rumpfflächen „staffeln“ oder auch Fluren „staffeln“ für nacheinander exogen ausgearbeitete Flächen besser vermieden wäre, da sich mit „Staffeln“ leicht die Vorstellung einer tektonischen Verstellung — „Staffelbrüche“ — verbindet.)

Die Untersuchungsergebnisse regionaler Art wie auch die Beurteilung allgemeiner Probleme werden in ihrer Fülle und Vielfalt einen Ausgangspunkt für die weitere Forschung darstellen und vielfach Stellungnahme finden. Als ganzes ist das Werk durch die Folgerichtigkeit des Untersuchungsganges gekennzeichnet, mit der auf sicherer stratigraphischer Unterbauung die Verknüpfung der Sedimentationsräume der Becken und Vorländer einerseits und der großen Abtragungsgebiete mit deren vornehmlich nur noch durch morphologische Zeugen erfaßbaren Entwicklung der Oberflächenformung andererseits durchgeführt wird. Dies geschieht unter Heranziehung aller Merkmale, wobei methodisch neben der Auswertung sorgfältiger Kartierung und Konstruktion von Profilen die reiche Verwendung von Maß und Zahl, im besonderen die Berechnung von Abtragungsgrößen, eine wichtige Grundlage der Beweisführung gibt, die dadurch an Gewicht gewinnt, daß die Verfolgung der Beobachtungstatsachen von allen Randgebieten aus aufgenommen und bis in das innere Hochgebirge fortgeführt wird.

Auf dieser Grundlage gelangt der Verfasser in der tragenden Fragestellung nach dem Zusammenspiel von endogenem Geschehen und exogener Formengebung auch zur Vorstellung von der Gleichzeitigkeit des Ablaufs der tektonischen Geschichte, die sich zwar keineswegs überall in der gleichen Art, aber immer mit der gleichen Tendenz äußerte, so

daß etwa einer noch in jungem Faltenwurf sich äußernden Orogenese am südöstlichen Alpenrand im Innern nur noch eine Wölbungs- oder Hebungsphase entspricht.

Trotz Heranziehung aller Beobachtungstatsachen und grundsätzlicher Beachtung der nachträglich fortwirkenden Denudation und Umformung der Flächenreste als der wichtigsten Zeugen der morphologischen Entwicklung bleibt manche Unsicherheit; namentlich die höheren Systeme müssen oft über weite Lufträume hinweg verfolgt werden und überdies wird die richtige Rekonstruktion der Systeme auch durch die gelegentliche Annahme nachträglicher Verbiegungen erschwert.

In Verfolgung der morphotektonischen Fragestellung ist eine neue Gesetzmäßigkeit in der Rumpfflächenbildung erkannt: die bereits hervorgehobene bevorzugte Ausbildung der einzelnen Flächen in den unmittelbar vor und unmittelbar nach den orogenetischen Phasen bestehenden Ruhezeiten als Initial- oder als Sequenzrumpfe, eine Erkenntnis, die vor allem auch das oft paarweise gegebene Auftreten von zeitlich wie räumlich enger benachbarten Systemen klären hilft.

Mit Recht betont der Verfasser, daß der Stockwerkbau mit seinen verschiedenen alten Systemen in erster Linie ein Ergebnis des Wechselspiels zwischen endogenen und exogenen Kräften, somit ein morphotektonisches Problem darstellt, er erkennt aber auch, daß die klimatischen Bedingungen der Bildungszeiten die Entstehung flächenhafter Verebnungen erleichtert haben: tiefgründige Zersetzung, Bodenabwanderungen unter der Vegetationsdecke sind solche Kräfte des tertiären Vorzeitklimas, das vorwiegend feucht-subtropisch war, aber wiederholte Änderungen — auch mit Einschaltung arider Phasen — aufwies, bis im jüngsten Pliozän der Übergang zum gemäßigten Klima eintrat. Gegenüber der morphotektonischen Aufgabe tritt diese Fragestellung jedoch in den Hintergrund.

Einer besonderen Erörterung bedarf die Anschauung des Verfassers von den morphologischen Auswirkungen des eiszeitlichen Klimas, da er zu den schon angeführten Abweichungen von der in anderen mitteleuropäischen Räumen vielfach angenommenen Vorstellung kommt: an der Bildung der Quartärterrassen seien periglaziale Vorgänge nicht beteiligt. Auch in jenen Fällen, in denen der Verfasser ein kaltzeitliches Alter der Terrassenaufschüttungen annimmt, (Würm und Riß), haben nur die aus gleichzeitig vergletscherten Gebieten kommenden Flüsse akkumuliert; für eine solche Auffassung spricht z. B. das zweifellos gegebene Überwiegen des aus dem vergletscherten Gebiet gebrachten Fernmaterials am Austritt der Drau aus dem Durchbruchstal in das Pettaufer Feld. Vielleicht mag die Lage seines hauptsächlichsten Untersuchungsgebietes in der mittleren und unteren Steiermark — schon näher zur Grenze gegen jenen Bereich hin, der auch in den Eiszeiten außerhalb des Periglazials lag — die Auffassung des Autors begünstigt haben, die indes noch weitere Stellungnahme finden muß.

Das Werk hat der Geomorphologie, ebenso aber auch der Tertiärstratigraphie und Tektonik, bedeutende Fortschritte gebracht. Man wäre versucht, es nach Anlage, Reichtum des Inhalts und Größe der Probleme als das Lebenswerk des Verfassers zu bezeichnen, um so mehr, als es mit dem oben zitierten Quartärwerk zusammen eine Einheit bildet. Aber der Verfasser steht zu sehr mitten in der Forschung, als daß man eine solche Bezeichnung gebrauchen möchte. Von seiner Arbeit sind auch für den Geomorphologen weitere Erkenntnisse zu erwarten.

## The Reliability of C<sup>14</sup> Geochronology

by

GAKURO IMAMURA

The absolute determination of geological time by means of radiocarbon method has become quite useful and it is time to consider its confidence limit in order to do adequate justice to it. It is well known that in some cases, Groningen data for instance, the errors of individual measurements are fairly small, whereas in other cases, Pennsylvania data for example, they are quite large. We geomorphologists want to know the reliability of this geochronology as a whole for the purpose of pursuing our studies. The numerous data, mainly derived from "Science", were classified for every 2000 years and then their averaged values and confidence limits or variations were computed.

Time measured. (10 <sup>4</sup> years)	Number of observations.	Averaged error. (10 <sup>2</sup> years)	Confidence limit or variation. (at 5% level)
0—0.2	20	1.7	0.14
0.2—0.4	63	1.9	0.13
0.4—0.6	29	2.1	0.24
0.6—0.8	26	3.0	0.28
0.8—1.0	19	3.3	0.33
1.0—1.2	33	3.7	0.33
1.2—1.4	17	4.4	0.60
1.4—1.6	7	5.6	0.75
1.6—1.8	2	5.5	5.8
1.8—2.0	4	6.0	1.05
2.0—2.2	5	7.8	1.0
2.2—2.4	4	8.7	1.1
2.4—2.6	4	7.7	0.53
2.6—2.8	3	10.6	2.5
2.8—3.0	3	23.5	15.0
3.0—3.8	0	—	—
3.8—4.0	2	8.0	—
4.0—4.4	0	—	—
4.4—4.8	3	12.5	2.9

Owing to the scantiness of data for older periods, the variations are by no means regular but we can recognize the general increase of variations towards older geological age; a closer examination proves, however, that a sudden increase takes place at 12.000 years before the present which enables us to conclude that we can rely with a sufficient accuracy on radiocarbon data as old as this date. It may be added that the errors can not be zero for recent samples. The above results are tenable under the present circumstances; the improvements of method will undoubtedly supply us with far more reliable data in near future.

Durch die stochastische Behandlung hat der Verfasser gefunden, daß der Wert der Zuverlässigkeitsgrenze für die C<sup>14</sup>-Bestimmungen um 12 000 Jahre vor der Gegenwart plötzlich zugenommen hat. Wir können uns bis zu diesem Alter mit einer hinlänglichen Genauigkeit auf C<sup>14</sup> Data verlassen. Es ist auch ein bißchen interessant, daß der Fehler solcher Messung für die rezente Probe nie null sein kann.

L'auteur a trouvé par la méthode stochastique que la valeur de la limite de confiance de C<sup>14</sup> géochronologie a augmentée tout à coup dans une époque 12.000 années environ avant d'aujourd'hui. Jusqu'à cette époque on peut confier aux résultats de cette détermination avec une certitude assez suffisante. Ce n'est pas non plus sans intérêt que l'erreur dans cette chronologie n'est jamais zéro pour les objects d'aujourd'hui.

## Rezensionen

*Geomorphologische Abhandlungen. OTTO MAULL zum 70. Geburtstag gewidmet. Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin, Band 5. Dietrich Reimer Verlag in Berlin, 1957. 72 S., 33 Abb., Karten und Diagramme.*

Der vorliegende Sammelband, der von E. FELS, H. OVERBECK und J. H. SCHULTE besorgt wurde, enthält sieben geomorphologische Beiträge, die in die Festschrift zum 70. Geburtstage von OTTO MAULL der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin (Die Erde, 1957, Heft 3/4) nicht mehr aufgenommen werden konnten. Die Beiträge sind OTTO MAULL von Freunden und Schülern gewidmet und stehen nur insoweit in einem losen Zusammenhange, als sie geomorphologische Probleme aus den Alpen, dem Mittelgebirge und den südamerikanischen Tropen anschneiden, Bereichen, mit denen sich auch der inzwischen leider verstorbene Jubilar beschäftigt hatte. Im ersten Aufsatz befaßt sich J. P. BAKKER mit der Entstehung von Pingens, Oriçangas und Deilen auf Granit in den feuchten Tropen, am Beispiel des Voltzberggebietes in Surinam. Er wendet sich gegen die Auffassung von F. W. FREISE, der Oriçangas genetisch auf den trockenen Nordosten von Brasilien beschränkt wissen wollte, und weist ihre Entwicklung auch in den feuchten Tropen Surinams nach. Die Granitoberflächen sind auch bei hohen Niederschlägen mikroklimatisch trocken und überziehen sich mit Flechten und Algen und Panzern von Kieselplättchen, die das darunterliegende Gestein vor der Verwitterung schützen. Sie bedingen eine besondere Art der Abschuppung. Unter Urwald hingegen geht die Verwitterung rasch in die Tiefe und bildet mächtiges Granitblockwerk. Damit ist ein wichtiger Beitrag zum Verständnis der nackten Inselberge in den feuchten Tropen geliefert. Die Ergebnisse werden mit zahlreichen floristischen und bodenchemischen Daten belegt. Auch W. KLAER behandelt Verwitterungsformen im Granit, durch Lösung und Abspülung entstandene Rinnen im Granit von Korsika, für die er den Namen Karren gebrauchen möchte. S. MORAWETZ beschäftigt sich mit Fragen der jungen Erosion und Akkumulation in den Ostalpen, vor allem im Gebiet von Drau und Mur. W. PILLEWIZER berichtet über Untersuchungen an Blockgletschern in den Ötztaler Alpen, die eine anhaltende Vorwärtsbewegung der Blockmassen bis zu Extremwerten von drei bis vier Metern im Jahr nachweisen. Es wird wahrscheinlich gemacht, daß die Blockgletscher auf fröhrezente Kargletscher zurückzuführen sind, die eine vollständige Verschüttung ihrer Oberfläche erfahren haben und damit vor dem Abschmelzen geschützt wurden. Ein Bild der Vergletscherung zur Schlernzeit im mittleren Inntal und Silltal wird von H. PASCHINGER entworfen. Dabei ist das Nebeneinander von Würmeis in den Hauptältern und kräftig vorstoßenden Gletscherzungen in den Nebentalern von besonderem Interesse, ebenso auch die starke periglaziale Formung während der Schlernzeit in den Alpen. In einer freundlichen Plauderei erdigeschichtlich-naturkundlichen Inhaltes führt uns L. KOEGEL in die Landschaft der Niederen Tauern, wobei wir mehr über die Pflanzendecke als über die Formgestaltung des Gebietes erfahren. Jedoch sollte in der beigegebenen Karte, deren Legende einen irreführenden Fehler aufweist (was als Straße eingezzeichnet ist, ist in Wirklichkeit die Grenze zwischen Salzburg und Steiermark), auf keinen Fall von Hochsteppe und Wüstensteppe gesprochen werden. Schließlich bringt H. LEHMANN einige klimamorphologische Beobachtungen zur Sprache, die er anlässlich einer Exkursion des Internationalen Geographenkongresses, Rio de Janeiro 1956, in der Serra da Mantiqueira und im Paraiba-Tal (Brasilien) gemacht hat. Ein Geröllhorizont über dem Beckentertiär bleibt ungeklärt, ein Horizont von eckigem Solifluktionsschutt bis herab auf 1700 m spricht für eine sehr tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in Ostbrasiliens (Vergletscherung im Itatiaia-Massiv) und ergänzt die Ausführungen von H. MORTENSEN in Band 1 dieser Zeitschrift in wertvoller Weise.

C. RATHJENS

MENSCHING, H.: *Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. Geomorphologische Untersuchungen zusammengestellt zu einem Profil vom Mittelmeer zur Sahara. Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 256. Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha 1955. 79 S., 7 Fig. im Text, 20 Abb., 3 Karten im Anhang.*

Der Rezensent kennt Marokko nicht und hat die Besprechung der Arbeit von MENSCHING nur deshalb übernommen, weil er eine Reihe von Gebirgen in ähnlicher Situation am Rande des Trockengürtels von Vorderasien gesehen hat (Nordwest-Anatolien, Libanon, Afghanistan)

und weil ihn selbst klima-morphologische Fragen zwischen dem Mittelmeer und Nordwestindien beschäftigen. Er kann sich daher über die ungewöhnlichen Schwierigkeiten ein gutes Urteil erlauben, denen Untersuchungen wie die von MENSCHING vorgenommenen begegnen müssen und die im vorliegenden Falle auch durch ein sicher sehr großes Beobachtungsmaterial des Verfassers und durch die Heranziehung zahlreicher französischer Arbeiten, die in die gleiche Richtung gehen, noch nicht völlig überwunden werden konnten. Wir glauben heute, in den gemäßigten Breiten ein gesichertes Gebäude der klimatisch-morphologischen Formengruppen und ihres Aussagewertes für den klimatischen Ablauf des Quartärs gewonnen zu haben. Im Trockengürtel der Nordhalbkugel, zu dem auch Marokko zu rechnen ist, sind wir leider noch nicht bis zum gleichen Stande der Erkenntnis gediehen. Hier treten uns geomorphologische und bodenkundliche Erscheinungen entgegen, die in ihrer Aussage heute durchaus noch unklar oder mehrdeutig sein können, wie etwa die Kalkkrusten, die Roterden, viele Fanglomerate, die Piedmont-Glacis usw., die noch einer weiteren eingehenden Erforschung bedürfen. Mitunter ist sogar noch die Frage rezenter oder fossiler Bildungen und die Einordnung in pluviale oder interpluviale Verhältnisse zu klären. MENSCHING stützt sich in seiner Übersicht über das Quartär Marokkos daher in erster Linie auf Untersuchungen der durch Käre und Moränen belegten eiszeitlichen Schneegrenze, die von 2300 m Höhe im Rif auf 3200 m im östlichen Atlas anstieg, auf die Untergrenzen der rezenten Solifluktion und kaltzeitlicher, periglazialer Solifluktionsdecken, die ein ähnliches Verhalten wie die Schneegrenzen zeigen, sowie auf die Beziehungen der quartären Flussterrassen zu den glazialeustatisch bedingten Akkumulationsterrassen im Küstengebiet. Dabei entsteht ein Bild der quartären Formenentwicklung in Marokko, dargestellt in einem kontinentalen Profil im Osten Marokkos und in einem atlantischen Profil auf der Westseite der Gebirge, das in seinen großen Zügen ohne Zweifel Anspruch auf Zuverlässigkeit erheben kann, soweit das beim heutigen Forschungsstande überhaupt möglich ist. Das Klima der letzten Pluvialzeit, die mit der Würmeiszeit Mitteleuropas gleichzusetzen ist, war kühler und feuchter als das heutige. Insgesamt lassen verschiedene Anzeichen auf vier Pluvialzeiten schließen, die alle feuchter waren, als es das Klima in Marokko heute ist, sich indessen nicht mit dem europäischen Eiszeitschema im Sinne PENCKS parallelisieren lassen. Die Klimaverteilung, für die Pluvialzeiten ausgedrückt durch die Depression der Höhengrenzen, entsprach immer etwa der heutigen, d. h. die Trockenheit nahm nach Südosten hin rasch zu, und der Wald kann sich auch pluvialzeitlich nie wesentlich weiter gegen die Sahara hin ausgedehnt haben. Diese Tatsachen sind durch viele schöne Beobachtungen belegt. Andere Fragen des Quartärs muß der Verfasser offen lassen, oder er kann zu ihnen nur die Meinung französischer Forscher anführen, die teilweise seit vielen Jahren in Marokko arbeiten. Das tut jedoch dem Wert der Arbeit MENSCHINGS keinen Abbruch, die durchaus als Wegmarke zu einer klimatischen Geomorphologie der Trockengebiete anzusehen ist und zu weiteren Untersuchungen anregt. Wir danken dem Verleger für die Beigabe dreier Karten (einer Übersichtskarte mit Höhenlinien, einer geologischen Strukturkarte und einer Niederschlagskarte) und zahlreicher guter Abbildungen des Verfassers, die dem Leser das Verständnis dieser nicht ganz einfach zu lesenden Untersuchungen sehr erleichtern.

C. RATHJENS

### Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum

DYLIK, J., gibt im Bulletin de la Société des Sciences et des Lettres de Lodz (Classe III, 1957, VIII, 12, S. 1—42) unter dem Titel *Dynamical Geomorphology, its nature and methods* eine gehaltvolle Darstellung der Entwicklung der internationalen geomorphologischen Forschung bis zum heutigen Stande. Seine Feststellung, DAVIS' Lehre habe „a delay in the recognition of the processes“ verursacht, trifft allerdings mindestens für die deutsche geomorphologische Forschung nicht zu. Dort ist immerhin eine beträchtliche Zahl von Geomorphologen, als erster wohl PASSARGE (Physiologische Morphologie 1912) in Opposition zu den Thesen DAVIS' geradezu angefeuert worden, sich besonders intensiv den wirkenden Kräften und den Kleinformen und damit der „dynamischen“ Richtung der Geomorphologie zu widmen. Wenn DYLIK „the purely formal approach of traditionell geomorphology“ der damaligen Zeit am besten daran demonstrieren will, wie man das höchst wichtige Problem der Einebnungsflächen behandelt habe, und wenn er die „abstract speculations of such concepts as these of 'peneplains' and 'peneplanation'" hervorhebt und dabei sagt, daß trotz McGEE'S Untersuchungen (1897) „only now is the concept in gradually gaining acceptance“, so sind ihm leider die oft geradezu leidenschaftlichen Diskussionen entgangen, die vor 30 bis 40 Jahren über die Rumpfflächen-Entstehung in der deutschen Geomorphologie, z. T. unter Benutzung der Ergebnisse McGEE'S, geführt wurden und an denen sich neben PASSARGE u. a. auch WAIBEL (1925) und MORTENSEN (1927 und 1929) beteiligt haben. Die wichtige und wertvolle Veröffentlichung DYLIKS würde es verdienen, daß auch Geomorphologen anderer Länder dazu Stellung nehmen und sie ergänzen.

H. M.

PASCHINGER, H., behandelt in der HAACK-Festschrift (Kartographische Studien. Gotha 1957, S. 239—245) *Gletscher und glaziale Formenwelt auf modernen Alpenkarten* und fordert insbesondere eine stärkere Berücksichtigung der Moränen und sonstiger Schuttformen.

SEEDORF, H. H., (*Bodenabspülung bei Starkregen*. Neues Archiv f. Niedersachsen, Bd. 9, S. 38 bis 48, Bremen 1957) schildert, welch große Erosionsleistungen bereits ein einzelnes Unwetter vollbringen kann. Die Untersuchung der Häufigkeit der Starkregen nach den meteorologischen Statistiken und urkundlichen Nachrichten zeigt, daß es sich in Niedersachsen — also in einem gemäßigt humiden, maritim beeinflußten Klima — nicht nur um einmalige Naturkatastrophen handelt.

H. BREMER

NUSSBAUM, F., stellt in *Geographica Helvetica* (1957, S. 216—222) die ihm bekannt gewordenen Erdrutsche, Fels- und Bergstürze in der Schweiz in den Jahren von 1920 bis 1956 zusammen, insgesamt 544, und ordnet sie nach Gebieten, Höhenlagen und Charakter der Erdbewegung. Es ergibt sich ein deutliches Maximum im Sommer im Zusammenhang mit den starken Niederschlägen dieser Jahreszeit. Die Felsstürze in der Gipfelregion sind bedingt durch den Wechsel von winterlicher kalter zu darauf folgender wärmerer Witterung und ereignen sich vorzugsweise in den Frühjahrsmonaten.

KADAR, L., (*Die Entwicklung der Schwemmkiegel*. Petermanns Geogr. Mitt. 1957, S. 241—244) betrachtet das Laufpräge des Flusses und das Gefälle auf dem Schwemmkiegel und in dem oberhalb gelegenen Tal in den verschiedenen Stadien der Entwicklung. Im Reifezustand ist das Gefälle ausgeglichen, der Fluß mäandriert im Tal und ist im Schwemmkiegel in Mäanderterrassen eingeschnitten, die Erosionskraft ist alternierend positiv und negativ.

H. BREMER

VOLLBRECHT, K., untersucht *Aufbau, Veränderlichkeit und Auflösung von Sandriffen* (Geologie 1957, S. 753—796). Verantwortlich für Lage, Form, Aufbau und Zerstörung der Riffe ist das gegenseitige Verhältnis von Korngroße und Wellentypus (Windsee oder Dünung) und auch das Eingreifen von strandnahen Küstenströmungen, z. B. auch des Brandungsstroms.

CORBEL, J., untersucht (*Revue de Géographie Alpine* 1958, S. 343—366) *la neige dans les régions hautement polaires (Canada, Groenland) au delà du 80° latitude Nord*. Er zeigt, daß infolge der Windwirkung die Stärke des Schneefalls und die Mächtigkeit der Schneedecke keineswegs auch nur annähernd parallel gehen. Die Untersuchung kann für die Deutung pleistozäner Klimaverhältnisse, soweit man sie aus dem nivalen Formenschatz erschließt, sehr wichtig sein.

H. M.

DOLGUSHIN, L. D., VTIURIN, B. I., MODEL, Y. M., und KAPITSA, A. P., berichten in den *Известия Всесоюзного географического общества* (= Nachrichten der Gesamtfrussischen Geographischen Gesellschaft 1958), S. 118—133, über *Предварительные результаты гляциологических исследований первой советской континентальной экспедиции в Антарктиде* (russisch, mit englischem Titel: *Preliminary results of glaciological investigations of the Soviet Antarctic Expedition*), einer Expedition der Akademie der Wissenschaften der UdSSR im Jahre 1956—1957.

Die jährlich wiederholten Gletschermessungen am Pasterzenkees haben für die Jahre 1954 und 1955 ein starkes Nachlassen des Gletscherrückganges ergeben, wie H. PASCHINGER in der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (1956, S. 381—390) mitteilt. Eine grundlegende Besserung des Gletscherhaushaltes ist jedoch nicht erfolgt; der Rückgang ging auch im Jahre 1956 weiter (vgl. H. PASCHINGER, *Fünf Jahre Pasterzenmessungen 1952—1956, Carinthia II*, 1957, S. 7—13).

MAURIN, V., (*Tertiäre, pleistozäne und rezente Verkarstung im Köflacher Becken /Stmk. I.* Mitt. d. Höhlenkommission, Jg. 1955, S. 37—39, Wien 1957) verfolgt die Verkarstung im Gradenbachtal seit dem Unterpannon. Die Entwicklung des Höhlensystems erfolgt parallel und gleichzeitig mit der Talbildung. Daher finden sich als Folge der mehrmaligen Hebungen mit den dazwischenliegenden Stillstandsperioden nicht nur mehrere Flußterrassenniveaus, sondern auch mehrere (drei deutliche) Karsthöhlenniveaus.

H. BREMER

SWEETING, M. M., untersucht (*The Geographical Journal* 1958, S. 184—199) unter Beigabe von Textkarten, Profilen und zwei eindrucksvollen Luftbildern *the Karstlands of Jamaica*, insbesondere Verbreitung und Bedingtheit der „cockpits“, d. h. der zum „Kegelkarst“ gehörenden Hohlformen. Die verschiedenen tropischen Karstformen führt er in Übereinstimmung mit neuesten Ergebnissen von H. LEHMANN und PANNEKOEK zurück „upon variations in the lithology and structure of the limestones but also upon differences in relief and rainfall“. Die von DANEŠ und von GRUND vertretene Hypothese einer Entwicklungsreihe vom cockpit zum Polje lehnt SWEETING ebenso ab wie bereits H. LEHMANN.

H. M.

GÖTZINGER, G., (*Beobachtungen im Gipskarst der n.-ö. Kalkvoralpen*. Mitt. d. Höhlenkommission, Jg. 1955, S. 33—37, Wien 1957) zeigt, daß der Gips für eine Verkarstung besonders anfällig

ist. Es können Karstrichter und -kessel, wattenförmige Formen oder auch steile Erdfälle entstehen. Streicht der Gips an der Oberfläche aus, so kann er zu Pfeilern und Zacken korrodiert sein. Im Gips der Werfener Schichten finden sich ganze Trichterfelder. H. BREMER GROSS, H., gibt (Quartär 1957, S. 3—39) nach knapper Charakterisierung der sechs naturwissenschaftlichen Datierungsmethoden eine geologische Gliederung des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten, wobei er zu gewissen Korrekturen an den Anschaungen W. SOERGELS und F. G. ZEUNERS kommt. H.M.

ZONNEVELD, J. I. S., der auch früher schon verschiedene Terrassen-Untersuchungen vorgelegt hat, behandelt River terraces and quaternary chronology in the Netherlands (Geologie en Mijnbouw 1957, S. 277—285), wobei er u. a. eine Reihe von Terrassen-Typen nebeneinander stellt und ihre Entstehung deutet.

BRAVARD, Y., macht quelques remarques sur l'action des glaciers quaternaires dans le massif de la Grande Chartreuse (Revue de Géographie Alpine 1958, S. 47—64). Er kommt, im Gegensatz zu CORBEL (vgl. den Hinweis oben S. 147) auf Grund u. a. granulometrischer Untersuchungen zu dem Schluss, daß die autonome Vergletscherung und ihre Auswirkungen im Massiv von Grande-Chartreuse verschwindend gering war im Verhältnis zur dortigen Wirkung der alpinen Vereisung.

BRAVARD, Y., Une Etude de sédimentologie sur le Bas-Dauphiné (Revue de Géographie Alpine, 1958, S. 387—389), setzt sich mit einer noch ungedruckten Untersuchung von M. CHAUMONT auseinander. CHAUMONT hat „une gigantesque coulée de solifluction“ im oberen Pliozän (!) zur Diskussion gestellt, was BRAVARD bezweifelt. H. M.

DYLIK, J., führt, ausgehend von den Verhältnissen in Mittelpolen, einen tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semi-arid climatic conditions durch (Buletyn Periglacjalny 1957, S. 175—186). Er beweist die Ähnlichkeit zwischen periglazialen „slope planations“ und tropischen und subtropischen semi-ariden „pediments“, betont die Wichtigkeit oberflächlich abfließenden Wassers auch in Periglazialgebieten und bestätigt und erweitert damit frühere Darlegungen MORTENSENS (1931). H. M.

Unter dem Titel Ледники на полярном Урале (russisch, englischer Titel: Glaciers of the North Ural) beschreibt W. N. OCHOTNIKOW (Известия Всесоюзного географического общества = Nachrichten der Gesamt russischen Geographischen Gesellschaft 1958, S. 174—176), der im Jahre 1954 mit P. P. GERDWILI und J. A. KORIAKIN den zentralen Teil des Polar-Urals bereist hat, insbesondere den Malaja-Kara-Gletscher als Beispiel eines der dortigen größeren Gletscher: Kar mit sehr steilen Wänden, Meereshöhe des Karboden etwa 800 m, der überragenden beiden Berge 1130 und 1235 m. Länge des Gletschers 2 km, Gletscher in einem See endend. Zahlreiche ältere mächtige Moränenwälle. Rückgang in den letzten 100 Jahren offensichtlich nur 50 m, was bemerkenswert wenig erscheint. Bei der großen Ähnlichkeit von Klima und Landschaft dieses Gebietes mit den Verhältnissen rund um das pleistozäne Inlandeis gibt die Beschreibung ein anschauliches Bild davon, wie man sich die pleistozäne Mittelgebirgsvergletscherung in Europa vorstellen muß.

Ab<sup>s</sup>, SABER, A. N., O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tieté (Boletim Paulista de Geografia 1957, S. 38—49) untersucht die offenbar genetisch besonders beachtenswerte Flusßanzapfungen des Tieté durch den Paraíba. Der Tieté floß auf einem alten hohen, heute noch in Resten erkennbaren Niveau und wurde durch den Paraíba angezapft, der in einem jüngeren tektonischen Graben floß und dadurch begünstigt war. Die Lage der Wasserscheide zwischen dem heutigen Sedimentbecken von São Paulo, durchflossen vom Tieté, und dem Einzugsgebiet des Paraíba ist auf diese Anzapfung zurückzuführen.

W. CZAJKA

Morphologische Studien in der Hauptgruppe der Sierra Nevada hat H. PASCHINGER durchgeführt (Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien 1957, S. 199—203). In Bestätigung und Erweiterung der Ergebnisse von SOLÉ SABARIS kommt er zu dem Ergebnis, daß der eindrucksvolle Stockwerkbau des Gebirges mit seinen sechs Niveaus eine „Piedmonttreppe“, wie sie schöner und klarer wohl kaum denkbar ist, darstellt und daß „diese schöne Treppe“ auf eine Aufwölbung mit wachsender Phase zurückzuführen ist. Das Gebirge sieht alt aus, ist aber erst in sehr junger Zeit, nämlich während des Pliozäns bis ins Pleistozän — und eigentlich sogar bis in das Spät- oder Postglazial hinein — aufgewölbt worden.

H. M.

KING, L. C., (Quarterly Journal of the Geological Society of London 1957, S. 445—470) zieht a geomorphological comparison between Eastern Brazil and Africa (Central and Southern) vom Karbon bis heute. Die Fülle geomorphologischer Übereinstimmungen bis in kleinste Einzelheiten hinein, insbesondere die Übereinstimmung der verschiedenen Denudationszyklen führt er für die Zeit vom Mittel-Mesozoikum bis heute auf parallel gehende epirogenetische Bewegungen zurück.

## Albrecht und Walther Penck

Gedächtnisansprache am Grabe zu Stuttgart

am 25. September 1958

Von

HERMANN LAUTENSACH, Stuttgart

Heute vor 100 Jahren wurde ALBRECHT PENCK zu Reudnitz, einem östlichen Vorort von Leipzig, geboren. Am 30. vorigen Monats jährte sich der Geburtstag seines einzigen Sohnes WALTHER zum 70. Mal. Beider Asche ruht zu Füßen dieses mächtigen Findlings aus Augengneis. Der herrliche Block entstammt der äußersten Würmendmoräne südlich von Biberach, unfern des Ursprungs der Riß. Er wurde von Herrn WEIDENBACH ausgesucht und stellt ein Geschenk der Gemeinde Winterstettenstadt dar, auf deren Gemarkung der Findling lag. 200 km weit hat der Rheingletscher der Würmeiszeit ihn an diesen Platz getragen. Die Ursprungsstelle ist nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Ich halte es für möglich, daß er aus dem obersten Hinterrheintal stammt. Vor genau einem halben Jahrhundert durchstreifte ich dieses Tal im Zusammenhang mit meinen glazialmorphologischen Untersuchungen im Tessingebiet, die Albrecht Penck angeregt hatte, und traf dort wie auf dem Transfluenzpaß des St. Bernhardin Gneise dieser Art.

Ein solcher Findling ist das passendste Grabmal für einen Gelehrten, der sein Leben an erster Stelle der Eiszeit in Mitteleuropa gewidmet hat, und dem unsere Kenntnis von den Alpen im Eiszeitalter mehr verdankt als jedem anderen Wissenschaftler auf der Erde. Am Anfang des Forscherlebens von Albrecht Penck stand die Auffindung eines Gletscherschliffes auf dem Porphyrr von Taucha bei Leipzig, die Untersuchung der nordischen Basalte im Diluvium der Umgebung seiner Heimatstadt, eine große Reise durch Norddeutschland sowie Skandinavien und als erste umfangreiche Arbeit 1879 die Abhandlung über „Die Geschiebeformation Norddeutschlands“. In ihr ersetzte der erst 21jährige die Lyellsche Drifttheorie endgültig durch die Inlandeistheorie und bewies die mehrmalige Vergletscherung Norddeutschlands im Diluvium. Albrecht Penck hat sein Leben als Eiszeitforscher selbst in einem seiner letzten Aufsätze geschildert, der 1949, vier Jahre nach seinem Tode, an der Spitze der neubegründeten Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin herauskam. In dieser Schrift hat er mit

Worten herzlicher Dankbarkeit des Einflusses gedacht, den James Geikie in der Frühzeit auf seine Entwicklung gewonnen hatte.

Die beiden weiteren ragenden Marksteine in diesem Leben sind „Die Vergletscherung der deutschen Alpen“ und „Die Alpen im Eiszeitalter“. Das erstgenannte Werk, fast 500 Seiten lang, und damit sein erstes Buch, erschien 1882. Ein Teil diente als geographische Habilitationsschrift. Es fußt auf den Geländeuntersuchungen, die Penck von München aus unternahm, wohin er 1880 übergesiedelt war. Schon in ihm sind zahlreiche Ergebnisse enthalten, die inzwischen längst zu den allgemein anerkannten Fundamenten der alpinen Eiszeitlehre geworden sind. So führte Penck schon in diesem Frühwerk die Unterscheidung zwischen Alt- und Jungmoränen durch. Er wies nach, daß die Vergletscherung des nördlichen Alpenvorlandes zwischen Iller und Inn sich mehrfach, und zwar nach seiner damaligen Auffassung dreimal, wiederholt hat, und daß echte Interglazialzeiten sich dazwischen geschaltet haben. Auch entwickelte er überzeugende Gründe für eine beträchtliche Erosionswirkung der Gletscherströme nicht nur in den inneralpinen Tälern, sondern auch in den Zungenbecken des Vorlandes und führte die Existenz von Ammer- und Würmsee auf diese zurück. Schon dieses Werk offenbart die Vorzüge, die alle Untersuchungen Pencks auszeichnen, und die deren weltweite Auswirkung erklären: unübertreffliche Beobachtungsgabe, scharfe Formulierung der Probleme, zwingende Beweisführung, die auch unscheinbare Einzelheiten in den Dienst des Ziels stellt, und die den Leser nicht nur ununterbrochen fesselt, sondern zugleich auch zu eigenem scharfem Denken erzieht, dazu eine unübertreffliche Literaturkenntnis, die Neigung, Maß und Zahl in den Dienst der Argumentation zu stellen, und die Fähigkeit, in den Behauptungen und den Begründungen nicht über das Ziel hinauszuschießen.

Als ich im Herbst 1906 mit meinem vierten Semester Pencks Schüler wurde, hatte er gerade seinen Wiener Lehrstuhl der Geographie, auf dem er 20 Jahre gewirkt hatte, mit dem Berliner vertauscht. Im Mittelpunkt seiner publikatorischen Tätigkeit standen damals „Die Alpen im Eiszeitalter“, die er zusammen mit seinem Schüler und Freund EDUARD BRÜCKNER schuf. Die elf Lieferungen von 1200 Seiten Gesamtlänge erschienen zwischen 1901 und 1909. Für die letzten Lieferungen zog mich Penck zum Korrekturlesen heran, und ich fertigte dann auch die Inhaltsverzeichnisse für alle drei Bände. Auf diese Weise lernte ich den Inhalt des Werkes bis in die kleinsten Einzelheiten hinein kennen. Wenn ausländische Besucher damals Penck mit Fragen aus dem Komplex der Alpen im Eiszeitalter zu lange bedrängten, kam es vor, daß er sie an mich, den Assistenten, verwies, und er soll dabei scherhaft die Bemerkung gemacht haben, ich wisse darüber jetzt besser Bescheid als er. Meine Aufgabe war ebenso die Zusammenstellung des Druckfehlerverzeichnisses, und dabei ergaben sich auch einige drollige Irrtümer des Setzers. So ist auf S. 745 bei der Aufzählung der Faunenelemente der Küstenhöhlen von Mentone von arktoalpinen Sängern statt Säugern die Rede. Übrigens ist die an dieser Stelle gegebene Auswertung der Faunen der Prinzenhöhle und ihre Einordnung in die eiszeitliche Chronologie eine Musterleistung Penckschen Scharfsinnes. Sie kommt zu dem Ergebnis, daß die Terrasse mit *Strombus bubonius*, die man nach dem Vorgang von ISEL und DEPERET meist Thyrrenien nennt, älter ist als die letzte Interglazialzeit.

In besonders enge Beziehungen zu Penck kam ich durch die Diskussionen, die er 1909/10 mit mir über die Ergebnisse meiner Tessiner Untersuchungen führte. Zu solchen bestellte er mich mitunter des Nachmittags in seine Wohnung. Ich erinnere mich noch deutlich, daß ich zu ihnen mit zagedem Herzen ging. Denn ich war bezüglich der Entstehung der Trogränder durch die Beobachtungen in den Köpfen der Tessiner Täler zu anderen Ergebnissen gelangt, als Penck sie bisher vertreten hatte. Die Ursache für die Unstetigkeit, die das Querprofil des Troges an den Rändern besitzt, und die in der Existenz der Trogschlütern zum Ausdruck kommt, führte ich auf fluviatile Kerbschnitte zurück, die in eisfreien Zeiten im Anschluß an talab gelegene glazial geschaffene Talstufen entstanden waren. Der Querschnitt des wiederkehrenden Gletschers besaß damit seinerseits eine Unstetigkeit in der Zunahme seiner Mächtigkeit gegen die Talmitte. Es gelang mir allmählich, Penck von der Richtigkeit dieser Auffassung zu überzeugen, und in seinem 1910 auf dem Internationalen Geologenkongreß zu Stockholm gehaltenen Vortrag „Über glaziale Erosion in den Alpen“ trug er dem Rechnung, indem er den Gedanken äußerte, daß „der Trog . . . die glaziale Umformung von jugendlichen Einschnitten am Boden eines älteren Tales darstellt“, und betonte, „daß die alpine Trogbildung nicht das Werk einer einzigen Vergletscherung ist“.

Überhaupt beharrte Penck nie starrsinnig auf einst von ihm vertretenen Auffassungen, wenn die spätere Forschung mit zwingenden Gründen zu anderen Resultaten führte. Mitunter hat er sich auf diese Weise selbst korrigiert. Die Ergebnisse der „Alpen im Eiszeitalter“ sind so in vielen Einzelzügen von ihm selbst überholt worden. Die Bildung des jüngeren Löß, die er früher dem Riß-Würm = Interglazial zugewiesen hatte, stellte er 1932 in die Würmeiszeit und deutete den Löß als ein Auswehnungsprodukt der winterlich wasserarmen Schmelzwasserbetten der Glazialzeiten. Die Höttinger Brekzie und mehrere Deltakonglomerate, so das von Salzburg, wurden aus der letzten in die vorletzte Interglazialzeit zurückversetzt. Die Laufenschwankung, die die beiden Hauptphasen der Würmeiszeit trennen sollte, und die Achenschwankung, die dem Bühlstadium vorhergehen sollte, wurden aufgegeben, letztere auf Grund der Forschungen von O. AMPFERER. Die Ursache der Eiszeit, die Penck 1882 in Schwankungen der Exzentrizität der Erdbahn gesehen hatte, suchte er später in einer allgemeinen Temperaturniedrigung der Erde. Denn auch die tropischen Gebirge trugen in den Glazialzeiten umfangreichere Gletscher als heute. Die Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur schätzte er in den „Alpen im Eiszeitalter“ auf 3 bis 4°, in der Krebsfestschrift (1936) dagegen auf 8°. Er brachte sie mit einer allgemeinen, aequatorwärts gerichteten Verschiebung der planetarischen Klimagürtel während der Glazialzeiten in Zusammenhang. Eine solche mußte den Tropengürtel verschmälern. 1932 jedoch wurde diese Vorstellung unter dem Eindruck der Ergebnisse von C. TROLL in Bolivien zugunsten einer Verschmälerung des Wüstengürtels wieder aufgegeben.

Selbstverständlich ist es unmöglich, in dieser kurzen Gedächtnisansprache dem Inhalt von Pencks und Brückners Riesenwerk gerecht zu werden. Ich habe damals ein 30seitiges Referat über „Die Alpen im Eiszeitalter“ geschrieben, das an der Spitze des Jahrgangs 1909 der Zeitschrift für Gletscherkunde erschienen ist. Hervorgehoben zu werden verdient aber immerhin noch die ungeheure Vielseitigkeit der Gesichtspunkte, unter denen ein einziger erdgeschichtlicher Tat- sachenkomplex, die vierfache Vergletscherung des größten europäischen Gebirges,

gesehen wird. Voran steht die physiographische Frage nach dem Umfang der alpinen Vereisung in Glazial- und Interglazialzeiten, der durch sie geschaffene Formenschatz, der jeweilige klimatische Zustand, Floren- und Faunenentwicklung in diesen Zeiten und schließlich die Geschichte der Menschheit im Umkreis des Gebirges. So stellt das Werk eine vollständige diluviale Paläogeographie der Alpen dar, in allen Teilen originell auf Grund der Begehungen von mehreren Jahrzehnten und der kritischen Verwertung der gesamten Literatur gestaltet. Die Bezeichnung der vier Vereisungen, Günz, Mindel, Riß, Würm, die Penck nach den bekannten Flüssnamen des deutschen Alpenvorlandes prägte, sind bis heute in der gesamten Weltliteratur üblich.

Unter den späteren Untersuchungen über die Alpen ragen ihrer zwei heraus, der Akademievortrag über „Die Gipelflur der Alpen“ (1919) und der Vortrag vor dem Naturforscher- und Ärztetag in Innsbruck über „Das Antlitz der Alpen“ (1924). Der letztere gibt zunächst die Auffassung über die glaziale Überformung des Gebirges wieder, so wie sie sich Penck 15 Jahre nach der Beendigung des Erscheinens der „Alpen im Eiszeitalter“ darstellte. Beide zusammen zeichnen gleichzeitig die präglaziale subaerische Gestaltung des Gebirges. Die Gipelflur ist eine ideale Fläche, die wir uns durch die Spitzen der Alpengipfel gelegt denken können, und die die Konstanz des Gipelniveaus innerhalb einer jeden Alpengruppe repräsentiert. Die Gipelflur wird als das obere Abtragungsniveau erklärt, über das die relative Höhe des Gebirges bei gegebener Taldichte und gegebenem maximalem Böschungswinkel der Talhänge auch bei noch so starker Hebung nicht hinauswachsen kann. In solchen Beweisketten berühren sich die Gedanken von Vater und Sohn.

Walther Penck lernte ich um die Jahreswende 1906/07 auf einer gemeinsamen Winterreise durch den Harz kennen, zu der die Eltern ihn mir anvertraut hatten. Er stand damals kurz vor dem Abitur in Wien: ein für sein Alter von 17½ Jahren selten reifer junger Mensch, bescheiden in seinen persönlichen Ansprüchen, kameradschaftlich, körperlich hervorragend tüchtig, schon damals voll glühenden Interesses für naturwissenschaftliche Fragen und dabei von einem durchaus berechtigten Selbstbewußtsein. 1908/09 begleitete er den Vater in die USA und um die Erde und promovierte 1910 mit einer geologisch-mineralogischen Arbeit über das durch RICHTHOFEN klassisch gewordene Gebiet von Predazzo in Südtirol. 1912/14 arbeitete er als Geologe der argentinischen Regierung in den Anden und schuf hier unter rücksichtslosem Einsatz seiner Körperkräfte die Grundlagen für sein großes Werk über den „Südrand der Puna de Atacama“. Nach kurzem Frontdienst wurde er 1915 als o. Professor der Mineralogie und Geologie an die Universität Konstantinopel berufen. Nach dem Zusammenbruch von 1918 bearbeitete er unter äußerlich z. T. sehr schwierigen Verhältnissen in Leipzig seine „Morphologische Analyse“, die erst 1924 nach seinem Tode herauskam. Er erlag am 29. September 1923 in Stuttgart, der Heimat seiner Gattin, die hier unter uns weilt, einem tückischen Melanosarkom, ein entsetzlicher Schlag für sie wie das Elternpaar. Ein ähnliches Unglück traf die Familie während des zweiten Weltkrieges, als der zweite Enkel, der hochbegabte und vom Großvater zärtlich geliebte Martin, in Nordafrika fiel.

Die „Morphologische Analyse“ heißt im Untertitel „Ein Kapitel der physikalischen Geologie“. Ihre Aufgabe ist in der Tat eine geologische. Aus den gegebenen Oberflächenformen und den ebenfalls beobachtbaren Abtragungsvor-

gängen wird der Ablauf der in der Gegenwart oder der erdgeschichtlichen Vergangenheit sich abspielenden Krustenbewegungen erschlossen. Im Gegensatz zu W. M. DAVIS, der in seinem deduktiven Schema die Abtragung als einen der Hebungen folgenden Prozeß behandeln zu können glaubte, untersuchte Walther Penck die Gleichzeitigkeit der endogenen und der exogenen Vorgänge. In einer folgerichtigen Verbindung von Induktion und Deduktion kam er zu den Begriffen Primärrumpf, aufsteigende Entwicklung mit konvexen Hangprofilen, gleichförmige Entwicklung mit geradlinigen Profilen, absteigende Entwicklung mit konkaven Profilen und Endrumpf. Die Abtragungsvorgänge wurden von ihm in streng logischer Folge unter den Gesichtspunkten: Gesteinsaufbereitung, Massenversetzung, Korrasion, Massentransport, Erosion und Akkumulation analysiert. Die Methoden und Ergebnisse der „Morphologischen Analyse“ Walther Pencks sind bis heute größerenteils nicht überholt und besitzen für die Geographie genau so hohe Bedeutung wie für die Geologie. Nur die Auffassung, daß die Art und Geschwindigkeit der Abtragungsvorgänge unabhängig vom Klima sei, muß aufgegeben werden.

Es bleibt mir noch übrig, auf diejenigen Großleistungen des Vaters einzugehen, die nicht unmittelbar mit der Alpenforschung zusammenhängen. Da ist an erster Stelle seine zweibändige „Morphologie der Erdoberfläche“ zu nennen, die 1894 in der damals von F. RATZEL herausgegebene Sammlung „Bibliothek Geographischer Handbücher“ erschien. Die Leitung dieser Sammlung ging bald darauf in Pencks Hände über. Dieser behielt sie bis 1941 und legte sie dann in die Hände seiner Schüler KREBS und LAUTENSACH. Seit dem Tode von Krebs habe ich die Ehre, die Sammlung allein herauszugeben.

Die „Morphologie der Erdoberfläche“, die in der Wiener Zeit entstand, bildet die erste systematische Bearbeitung des Riesengebiets der Landformen der ganzen Erde und fußt auf einer kaum faßlichen Literaturkenntnis. Dem vorwiegend morphometrischen ersten Buch folgt das morphologische zweite. In ihm werden zunächst die wirkenden Kräfte und darauf in neun Kapiteln die Formen unter beschreibenden wie kausalgenetischen Gesichtspunkten gewürdigt: die Ebenen, Hügelländer, Täler, Wannen, Gebirge, Senken und Höhlen. Das Werk hat zusammen mit Richthofens „Führer für Forschungsreisende“ die fundamentale Stellung begründet, die die Geomorphologie in der deutschen Geographie der ersten Jahrzehnte unseres Jahrhunderts innehatte.

In der Einleitungsstunde zu seinem Berliner Kolleg „Morphologie der festen Erdoberfläche“ vom SS 1907 äußerte sich Penck sehr freimütig über diese seine eigene Leistung: „Ich suchte in diesem Werke einen Kompromiß zu schließen zwischen der morphographischen und der genetischen Betrachtungsweise. Heute würde ich es anders schreiben. 1894 habe ich auf Einzelformen zu großen Wert gelegt. Zum Beispiel befindet sich in dem Buch ein langes Kapitel über die Wannen. In ihm habe ich in unzusammenhängender Folge über die verschiedensten Kräfte reden müssen. Denn oft führen ganz verschiedene Ursachen zu den gleichen Formen. Einen viel klareren Einblick in das Wesen morphologischer Gestaltung gewinnt man durch Betrachtung der Prozesse, die zu den verschiedenen Formen führen. Daher werden wir in dieser Vorlesung Formenkomplexe betrachten, die jeweils durch die gleiche Kraft entstanden sind. Außerdem habe ich 1894 der Geologie zu große Konzessionen gemacht. Ich hätte die Formenkomplexe mehr in

den Vordergrund stellen müssen auf Kosten der Struktur. Doch sind die morphologischen Einzeluntersuchungen eben auch heute weiter gediehen als 1894."

Zweitens sei kurz Albrecht Pendks länderkundlicher Leistung gedacht, vor allem seiner 500seitigen Geographie des deutschen Reiches, die schon 1887 erschien. Leider hat er ihr später nichts Ähnliches folgen lassen. Denn er fühlte sich ständig durch Einzelprobleme gefesselt, die in jeder Phase ihrer Verfolgung ausschließlich originelles Denken verlangten. Die Kritik, die er 20 Jahre später selbst an seine damalige Methode angelegt hat, und in der er von einer Länderkunde die Herausarbeitung des gegenwärtigen Zusammenhangs der Phänomene forderte, zeigt, daß er auch in diesem Kernbereich der Geographie eine moderne Spitzenleistung hätte vollbringen können. In der Länderkunde des deutschen Reiches gebraucht Penck erstmalig die Bezeichnung „Mitteldeutsche Gebirgsschwelle“ für die gebirgige Mitte zwischen N und S, und diese Bezeichnung ist bis heute in der Behandlung Deutschlands üblich geblieben. Leider ist sie jetzt mißverständlich geworden, seitdem von journalistischer und politischer Seite die Bezeichnung Mitteldeutschland als Mitte zwischen W und E gebraucht wird.

In den späteren Jahrzehnten seines Lebens hat Albrecht Penck auch anthropogeographische Probleme in Angriff genommen. Gemäß seiner Grundeinstellung hat er auch das vorwiegend vom physischen Standpunkt aus getan. 1924 behandelte er in einem Akademievortrag „Das Hauptproblem der physischen Anthropogeographie“, d. h. die Frage nach der Tragfähigkeit der einzelnen Nährräume der Erde und damit nach der potentiellen Bevölkerungszahl der ganzen Erde. Sein Bonitierungsversuch ergibt für dieselbe 8 bis 9 Milliarden. Noch der letzte bei seinen Lebzeiten erschienene Aufsatz „Die Stärke der Verbreitung des Menschen“ behandelt 1942 dieses Thema. Was der Hochbetagte an seinem Schluß ausführt, das erinnert an manche Stellen im zweiten Teil des Faust, an das Ringen um ein auskömmliches und friedliches Leben der ganzen Menschheit, und vor uns steigt die Erinnerung an das erschütternde Porträt auf, das dem Nachruf SPREITZERS in der Zeitschrift „Quartär“ vorangestellt ist, und das Albrecht Penck im März 1945, kurz vor seinem Tode, wiedergibt.

# Cimbrische Halbinsel, Ostsee-Trog und Norwegische Rinne

Von

KARL GRIPP, Kiel

## 1. Warum und seit wann gibt es eine Cimbrische Halbinsel?

a. Die Richtung der Salzstrukturen und der Jura-Tröge unter Schleswig-Holstein, ferner die jene Halbinsel querende südjütische Schwelle, welche die nordjütische Salinar-Senke von dem norddeutschen Salinar-Becken trennt, zeigen, daß die Cimbrische Halbinsel nicht durch den tektonischen Bau des prätertiären Untergrundes bedingt ist.

b. Die Verbreitung der alt- und jung-tertiären Absätze läßt keine Spur einer Cimbrischen Halbinsel erkennen.

Jene Halbinsel ist somit nicht tektonisch vorgeformt. Ihr Alter ist jünger als Tertiär. Sie kann erst während des Quartärs entstanden sein.

## 2. Für die Entstehung der Halbinsel während des Quartärs kommen nur isostatische Aufwölbung und glacigene Aufschüttungen in Betracht.

In die isostatischen Bewegungen im Bereich des südlichen Teiles der Cimbrischen Halbinsel und Norddeutschlands haben wir noch keinen hinreichenden Einblick. Aber über die eisbedingte Anhäufung von Schutt und über die Exaration können wir für die Zeit der Mindel-, Riß- und Würm-Vereisung Aussagen machen.

Absätze der auf die Mindel-Vereisung folgenden Stör-Meer-Überflutung — als Stör-, Eem- und Jade-Meer werden am besten die auf Mindel-, Riß- und Würm-Vereisung folgenden Meere im Nord- und Ostsee-Becken benannt (siehe K. GRIPP [1952]) — sind nicht nur von Nord-Hannover bis Esbjerg nachgewiesen, sondern vom Rögle Klint auf West-Fünen und vom Eise verschleppt in rißzeitlicher Moräne bei Brörup (zwischen Esbjerg und Friedericia gelegen) gleichfalls bekannt. Zwischen diesen beiden Verbreitungsgebieten von Stör-Meer-Ablagerungen ist bei Tirslund und Vejen unter der Riß-Moräne Torf und Faulschlamm erbohrt. Gleichaltrige Landabsätze fanden sich 65 km weiter nördlich

SW von Herning (Geologie von Dänemark, Kopenhagen [1928]). Also schon aus dem Stör-Meer ragte im Bereich der späteren Cimbrischen Halbinsel ein Land empor. Zur Riß-Zeit waren auf der Westseite Schleswig-Holsteins das Gefälle der Erdoberfläche und der Eisfluß in gleicher Weise gegen W gerichtet. Daher konnte das Inlandeis sich ungehemmt ausbreiten, wie der westschleswigsche Eislobus, der rund 45 km breit und ebenso lang war (siehe K. GRIPP [1958]), und die weithin flache Lagerung einer 3- bis 7fachen Folge von Grundmoräne und Schmelzwassersanden in Dithmarschen bezeugen (siehe den von einem Techniker aufgenommenen Schnitt bei O. ZEISE (1903), Tafel 12, der sich um 1940 durch zahlreiche Bohrungen als zutreffend erwies, K. GRIPP [1952] S. 70).

In der Mitte Schleswig-Holsteins aber fiel die Erdoberfläche gegen O ein. Das Eis jedoch drang gegen W, also gegen ansteigendes Gelände vor. Es wurde daher angestaut und löste sich zunehmend in kleine Zungen auf. Dies zeigen die Untersuchungen von H. FREYDANCK (1953) und K. PICARD (1957). Es hob sich also aus dem Unterschied zwischen der Schuttanreichung, entstanden während des Hochstandes der Vereisung, einerseits, und der Exaration nachfolgender geringer Eiszungen anderseits, eine weithin reichende Schuttschwelle heraus.

Im jütländischen Anteil der Halbinsel dürfte der Vorgang nicht anders gewesen sein. Diese zweite erkennbare Anlage der Halbinsel blieb als Landrücken erhalten, als in der nachfolgenden Eem-Warm-Zeit das Meer wiederkehrte. Dies stand im Westen (siehe zahlreiche Veröffentlichungen von E. DITTMER). Es breitete sich im Norden aus, wie die bei Skaerumhede erbohrten Ablagerungen bezeugen und es erfüllte schon damals einen baltischen Gletscher-Trog. Eem-Absätze sind von den dänischen Inseln über Schleswig-Holstein, Mecklenburg, Ostpreußen bis Süd-Estland zu verfolgen.

Dies Meer wurde vom Würmeis verdrängt, aber das als Gletschertrog ausgeräumte Meeresbecken wurde durch die neue nacheiszeitliche Überflutung (Litorina-Transgression) ein jadezeitliches Binnenmeer. Würm-Vereisung und Jade-Meer ließen zum dritten Mal die Cimbrische Halbinsel entstehen.

### 3. Die Entstehung der riß- und würmzeitlichen baltischen Gletschertrolle

Um die wiederholte Ausbildung von baltischem Trog und Kattegat zu verstehen, betrachten wir zunächst die würmzeitlichen Ereignisse, da deren Einzelheiten zahlreicher und besser erhalten sind als die rißzeitlichen.

Das Würm-Eis hat:

a. die Westseite Schleswig-Holsteins nicht erreicht. Das Gefälle der Erdoberfläche und die Richtung des Eisflusses waren daher nicht gleich gerichtet. Es konnten daher keine großen Eis-Loben entstehen. Auch die damit verbundene weithin flache Lagerung glaziger Absätze blieb aus. Nur in Stormarn NO von Hamburg und südlich von Mölln bildete das Eis auf gegen S abfallendem Gelände größere Zungen (GRIPP [1934], E. TODTMANN [1952], PFELES [1958]).

b. In dem Gebiet nördlich von Oldesloe bis nach Jütland hinein stieß das Eis gegen ansteigendes Gelände. Örtlich endete es an rißzeitlichen Höhen. Dies zeigten H. ILLIES (1955) für Lauenburg, W. G. SIMON (1937) für den Kisdorfer Wohld, GRIPP (1956) für Fahrenkrug, ferner stehen die R-Moräne von Klappholz und Nord-Höhe in Schleswig im Verdacht, auf der West-Flanke rißzeitlichen, auf der Ost-Flanke würmzeitlichen Alters zu sein.

Das Würm-Eis staute sich, schuf neue Höhen und schüttete die äußeren Sander auf, weitgehend über rißzeitliche Sander hinweg (HÖLTING [1958], WEISS [1958]). Auf diese Weise wurde das während der Rißzeit angelegte Rückgrat der Halbinsel gegen O verbreitert; zwischen Rendsburg und Hademarschen um 25 km, bei Flensburg und Kisdorf aber nur um ein geringes. Es fallen somit rißzeitlicher und würmzeitlicher Scheitel bisweilen, aber nicht überall, zusammen.

c. Östlich des würmzeitlichen Scheitels der Aufschüttung liegt das Gebiet, in dem der Eiszufluß zwar ständig abnahm, dafür auf kleinerem Gebiet aber länger andauerte als an der aufgehöhten äußeren würmzeitlichen Eisrandlage.

Infolge der abnehmenden Eiszufluhr wurden zunehmend größere Gebiete zu Toteis. Dies aber heißt, der Eisfluß beschränkte sich auf entsprechend schmaler werdende Zungen. In diesen dauerte die Exaration an, so daß die Eiszungen, je schmäler, desto tiefer eingeschnitten wurden.

Einige von ihnen drangen während langer Zeit bis an den Rand der Vereisung vor, andere umgab früher oder später an der Stirnseite Toteis (Schlei- und Eckernförder Zunge). Diese Gletscherzungen entwässerten über das vorgelagerte Toteis hinweg.

d. Durch die westwärts gerichtete Entwässerung der jüngeren Eisrandlagen wurden über aufragendem Toteis ausgebreitete, das Eis schützende Schuttlagen zerstört. Insbesondere wurde das Eis durch seitliches Unterschneiden von Hängen bloßgelegt. Da dies aber nicht tiefer als bis zur jeweiligen Erosions-Basis geschehen konnte, taute das Toteis nur bis zu dieser herunter. Tiefer gelegenes Toteis blieb, durch eine Schuttdecke vor dem Abtauen geschützt, erhalten. Auf diese Weise entstand eine flache Niedertau-Landschaft. Ihre Erosionsbasis stieg vom Außenrand der Vereisung eiswärts an.

Wo die sommerliche Wärme durch die schützende Decke hindurch das oberste Toteis zum Tauen brachte, bildeten sich flache Seen. Sie fingen nicht nur das Grobkorn in Eisrandnähe, sondern auch das Feinkorn des Gletscherwassers als tonige oder feinsandige Beckenabsätze auf. Diese Becken-Ablagerungen stellen die Sander der inneren Eislagen, abgekürzt die „inneren Sander“ dar. Durch den hohen Anteil an feinkörnigen Sedimenten und das würmzeitliche Liegende unterscheiden sie sich vom äußeren Sander.

#### e. Die jüngere nordwärts gerichtete Entwässerung.

Da der nach S entwässernde Eisstausee, den H. VALENTIN (1955/58) SO der Doggerbank annimmt, nur kurzfristig während des Höhepunktes der Vereisung bestanden haben dürfte, flossen die Wässer der äußeren und inneren Sander zu meist mit schwachem Gefälle durch den trocken liegenden Boden der eemzeitlichen südlichen Nordsee zur fernen nördlichen Nordsee. Anders war es mit den Wässern, die im nördlichen Jütland und im Kattegat frei wurden. Diesen stand ein kurzer, steiler Weg zum Meere hin zur Verfügung, nämlich zur Norwegischen Rinne, in der das Meer, als es vom Eis frei geworden war, wohl 80 oder mehr Meter tiefer stand als heute.

Da die Schmelzwässer mit kräftigem Gefälle dorthin abflossen, wurde der Kattegat- und später der baltische Groß-Gletscher bis unten hin entwässert. Wärmere Luft konnte in das verkarstete Eis eindringen und dessen Zerfall beschleunigen. Eine Niedertau-Landschaft entstand hier im allgemeinen nicht.

Schon früh haben die dänischen Forscher erkannt, daß der Eisrand in Nordjütland aus der N-S-Richtung über die SW-NO-Richtung (ostjütische Eisrandlage P. HARDER's) in die W-O-Richtung im Bereich der dänischen Inseln umbog. In den Belten und im Sund drangen Gletscher-Zungen von S nach N vor. Die Inseln selber, aus dem Schutt gedrängt gelegener Eisrandlagen aufgebaut, weisen allerdings Anzeichen einer örtlich beschränkten Niedertau-Landschaft auf.

Als das Eis südlich der Belte schmolz, lag die zum Skagerrak führende Erosions-Basis erheblich tiefer und hatte stärkeres Gefälle als die auf den Abfluß nach Westen eingestellte ältere Niedertau-Fläche. Die Schmelzwasser liefen nicht mehr radial von Skandinavien ab, sondern, wie das Eis selber, dem Rande Südschwedens parallel. Dadurch entstand eine dritte Sanderzone. Der Trog, den der zum Kattegat abfließende baltische Groß-Gletscher exarriert hatte, blieb infolge seines kräftigen N gerichteten Gefälles weitgehend frei von Schmelzwasser-Absätzen = Zone der sanderarmen Quer-Entwässerung. Die Gelting-Halbinsel, die Probstei, die Großenbroder Halbinsel und Fehmarn, also die randlichen oder erhöhten, uns zugänglichen Teile des Groß-Gletscher-Troges sind weder von grobkörnigen noch von feinkörnigen Schmelzwasser-Absätzen überdeckt. Daher fehlen in den Kliffs der westlichen Ostsee Becken-Absätze, die wenig weiter landeinwärts verbreitet sind. Auf Lolland und Falster scheint es entsprechend zu sein.

Kattegat und Ostsee-Becken sind somit als Gletschertröge entstanden und zwar während der drei letzten Vereisungen. Dies geschah einmal durch die langdauernde Exaration des Eises innerhalb der größten glazigenen Aufschüttung in dem Bereich Cimbriens und Norddeutschlands, zum anderen durch den kürzeren Abfluß, zum Teil des Eises selber, besonders aber der Schmelzwässer. Der Südschweden umgrenzende Gletschertrog, hat also eine innere, aus Fels aufgebaute und eine äußere, aus glazialem Schutt bestehende Flanke und Ufer. Das hohe äußere Schutt-Ufer, erstmalig mindelzeitlich erkennbar und während Riß- und Würm-Vereisung erhöht und verbreitet, ist die Ursache dafür, daß bei den zwischen- und nacheiszeitlichen Überflutungen des Nordseebeckens und des periskandinavischen Gletschertroges eine Cimbrische Halbinsel oder wenigstens eine Inselgruppe Land blieb.

#### 4. Weitere Groß-Gletscher am Rande Fennoskandiens

Der Vorgang, der zur Bildung der Cimbrischen Halbinsel führte, müßte sich überall dort abgespielt haben, wo ± radial abfließendes Inlandeis in späterem Stadium zu tief gelegenen Meeresteilen hin umgelenkt wurde. Dies dürfte gegen Ende der Riß-Vereisung in der nördlichen Nordsee der Fall gewesen sein. Anfangs war auch die südliche Nordsee vom Riß-Eise bedeckt. Später aber wurde der schwache Eis-Strom von der Norwegischen Rinne eingefangen und zum Skandik hin abgeleitet. Das Süd-Ufer der Norwegischen Rinne dürfte die überflutete Fortsetzung der Cimbrischen Halbinsel sein. O. PRATJE (1951) gab 10 m bis 45 m hohe Rücken und fast durchgehend Steingrund für jenes Gebiet an. Er vermutete in jenen Höhen das Frankfurter und das Pommersche Stadium der Würm-Vereisung. Eine spätrißzeitliche Seitenmoräne des Norwegischen Rinnen-Großgletschers dürfte darunter enthalten sein. H. VALENTIN (1958), Seite 365, läßt mit Recht das würmzeitliche Eis nur für die Zeit der maximalen Ausdehnung von Norwegen bis an die Doggerbank vordringen.

Nicht überflutet hingegen ist die Fortsetzung des Cimbrischen Schuttrückens gegen Osten. Der rißzeitliche Anschluß dürfte im südlichen Mecklenburg liegen. Die weichselzeitliche Schuttwelle verläuft zwischen Eberswalde und Stettin und weiter in Richtung Masuren.

Die Ostsee bis zur Gabel zwischen Bottnischem und Finnischem Busen dürften dem gleichen Groß-Gletscher angehören wie die westliche Ostsee. Ob die Bottische Senke einem Exarations-Gebiet zwischen zwei Vereisungszentren entspricht, ist noch nicht eindeutig ersichtlich. Weißes Meer und Kandalakscha-Bucht aber sind anscheinend ein östliches Äquivalent zur Norwegischen Rinne, entstanden am Rande des Vereisungs-Zentrums der Kola-Halbinsel. Da aber die Barents-See nur flach ist, konnte das Weiße Meer nicht so tief werden wie die Norwegische Rinne.

Diese fennoskandinischen Rand-Rinnen schrieben auch zu Beginn einer Vereisung dem abströmenden Eis den Weg vor. Bei sinkendem Meeresspiegel glitt ein Groß-Gletscher in der Ostsee nach W. Im heutigen Bereich der westlichen Ostsee dürfte er mit einem von N kommenden Kattegat-Eistrom zusammen gestoßen sein. Die Verschleppung der Rhombenpophyre gegen Süden (K. GRIPP [1954], K. MILTHERS [1942]) weißt auf diesen südwärts gerichteten Groß-Gletscher hin.

Als zur Riß-Zeit diese Tröge mit Eis angefüllt waren und dadurch ein radialer Abfluß des Eises nicht wesentlich behindert war, überflutete Inlandeis Nordsee-Gebiet und Nord-Deutschland. Zum Schluß der Vereisung wiederholte sich das Auftreten von Groß-Gletschern in den Rand-Trögen. Es ist noch nicht ersichtlich, ob damals im Kattegat Eis gegen S in Richtung auf die dänischen Inseln floß.

##### 5. Untergrundbedingte Inkongruenzen der Eisrand-Lagen

Der Ablauf, wenigstens der der zwei letzten Vereisungen, war im Nordsee- und westbaltischen Bereich durch die oben aufgezeigte Inkongruenz zwischen der Fließrichtung von Eis und Schmelzwässern bei Hochstand der Vereisung und derjenigen der um 90° abweichenden späteren Großgletschern zweigeteilt. Aber neben dieser Inkongruenz gibt es noch weitere. Der Zerfall dieser Groß-Gletscher ging so schnell vor sich und reichte so tief, daß die erneut vorstoßende Gletscherstirn häufig nicht gegen Toteis anrannte, sondern in eisfreies Gebiet vorstieß.

Die bis dahin mit Toteis erfüllten, westwärts gerichteten alten Zungenbecken waren nunmehr durch den Schwund des Eises in ihrem Rücken dem Abbau freigegeben. Besonders der Tieftand des Wasserspiegels im Raume des Groß-Gletschers beschleunigte den Zerfall des Eises. Damals entstand im wesentlichen die heutige Wasserscheide. Wenn der baltische Groß-Gletscher gelegentlich wieder vorrückte, drang er mit Seiten-Zungen in kurz vorher eisfrei gewordene Hohlformen ein. Einzelne dieser kleinen Zungen konnten sogar fast um 180° umbiegen. Das geschah auf Nord-Alsen und westlich und südlich von Glücksburg (K. GRIPP [1954]). Von der Hohwachter Bucht zweigten anscheinend gleichzeitig die schmale Futterkamper Zunge nach SW und die Wesseker Zunge nach O ab. Diese endete an den Höhen inmitten des Fleckens Oldenburg in Holstein. Aber an die Ostseite dieser Höhen grenzte die von der Lübecker Bucht-Zunge abgezweigte Gruber-Eiszunge. Hier stieß also die Eisumrahmung der Heiligenhafener Halbinsel mit den Stirnen schmaler Eiszungen aufeinander und ließ so einen Nunatak von schließlich rund 10 km Durchmesser entstehen. Das Gebiet der Wesseker Gletscher-Zunge scheint später den Schmelzwässern der I-Moräne

der Lübecker Bucht-Zunge Ablauf nach NW gewährt zu haben. Wenn dies zutrifft, läge hier der bislang einzige, in Schleswig-Holstein zugängliche Beleg für die Quer-Entwässerung zum Kattegat hin vor.

### Summary

The central ridge of the Cimbrian peninsula and its continuation to the east the peri-Baltic debris apex, as well as the south side of the Norwegian Channel are explained as exclusively glacigenetic features. These rock waste masses have been deposited during the last three glaciations 1. as a marginal stage of an ice sheet flowing off radially, 2. as marginal moraines of an every time succeeding major glacier which deflected by  $90^{\circ}$  flew off by taking a shorter and steeper way than across the North Sea to the nearby located sea of the Norwegian channel and the Kattegat respectively. This way the "downmelting landscape" (Niedertaulandschaft) which developed during the maximum of the Würm glaciation and was filled up by stagnant ice, broke down from behind on a large scale. In the trough of the major glacier containing not much stagnant ice, in the zone of a transversal drainage with only few outwash cones, little marginal ice lobes could take unexpected directions.

East Sea, Norwegian channel, and White Sea are explained as troughs of the late major glaciers taking their course transverse to the radial direction of the ice sheet. A subsequent glaciation had to fill up these depressions first before the ice sheet was able to flow off radially.

### Note of the editor:

"Downmelting landscape" is a flat drift landscape of the Weichsel glaciation. It developed even before the end of the glaciation by the removal of most of the stagnant ice masses it contained and the planing off of the vertical intervals, this way giving the impression of a high level plain in comparison to the areas of the latest glacier readvances with a more pronounced relief due to the deep melting of big stagnant ice masses.

### Résumé

La croupe centrale de la presqu'île des Cimbrés et son prolongement vers l'Est, la crête de débris péribaltique, comme le flanc Sud du sillon Norvégien sont interprétés comme des formes d'origine exclusivement glaciaire. Ces masses de débris furent apportées au même lieu pendant les 3 dernières glaciations;

1. comme dépôt de bordure d'un inlandsis qui s'écoulait radialement
2. comme moraines latérales d'un grand glacier, chaque fois succédant à l'inlandsis, qui, dévié de  $90^{\circ}$ , s'écoulait par un chemin plus court et plus pentu que par la mer du Nord vers la mer, proche, du sillon Norvégien c'est-à-dire du Kattegatt. C'est par ici qu'eut lieu la débâcle, qui venait loin de l'arrière, du paysage de «Niedertau» formé pendant le maximum Würmien et comblé de glace morte.

Dans l'auge du grand glacier pauvre en glace morte, en même temps que dans la zone du drainage transversal, pauvre en nappes de sable (Sander), de petits langues de glace latérales pouvaient des directions surprenantes.

La Baltique, le sillon norvégien et la Mer Blanche sont interprétées comme auges de grands glaciers tardifs dont le courant est oblique à la direction radiale de l'inlandsis. Une glaciation ultérieure devait d'abord les remplir, avant que l'inlandsis puisse couler radialement.

Remarque de la direction de la revue.

Le paysage dit de Niedertau est un modèle de moraine de fond, plat, de la glaciation de la Vistule qui se créa du fait que les masses de glace morte incluses dans cette moraine n'existaient en grande partie plus déjà avant la fin de la glaciation et que les différences d'altitude étaient effacées, si bien que comparé aux aires à relief plus accentué par le dégel en profondeur de grandes masses de glace morte, aires datant des avancées glaciaires les plus tardives, il donne l'impression de hautes plateformes.

### Literaturverzeichnis

- FREYDANCK, H.: Die pleistocene Flussgeschichte der Eider. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 22, 5-21, 1953.
- GRIPP, K.: Auswertung von Bohrungen beiderseits des Nord-Ostsee-Kanals von Hochdonn bis Breiholz km 19,2 bis 49,5. Meyniana 1, 58-106, 1952 a.
- GRIPP, K.: Die heutige Nordsee und ihre zwei eiszeitlichen Vorgänger, ein erdgeschichtlicher Vergleich. Abh. Nat. Verein Bremen 33, 5-18, 1952 b.
- GRIPP, K.: Die Entstehung der Landschaft Ostschleswigs vom Dänischen Wöhld bis Alsen. Meyniana 2, 81-123, 1954.
- GRIPP, K.: Mindelvereisung und störzeitlicher Meeresspiegel. Meyniana 5, 3-6, 1956.
- GRIPP, K.: Der Verlauf risszeitlicher Endmoränen in Schleswig. Meyniana 7, 1-4, 1958.
- HÖLTING, B.: Die Entwässerung des würmeiszeitlichen Eisrandes in Mittel-Holstein. Meyniana 7, 61-98, 1958.
- ILLIES, H.: Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. Mitt. Geog. Ges. Hamburg 51, 7-54, 1955.
- MILTHERS, K.: Ledeblokke og Landskabsformer i Danmark. Danmarks Geologiske Undersögelse 2, Nr. 69, 1-137, 1942.
- PICARD, K.: Erläuterung zu den Geol. Karten Holtdorf (1824) und Hennstedt (1924), im Auszug vorgetragen Pfingsten 1957 auf Tagung der NW-deutschen Geologen, 1957.
- PIELES, N.: Diluvialgeologische Untersuchungen im Gebiet des Möllner Sanders. Meyniana 6, 85-106, 1958.
- PRATJE, O.: Die Deutung der Steingründe in der Nordsee als Endmoränen. D. Hydrogr. Z. 4, 106-144, 1951.
- SIMON, W. G.: Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. Mitt. Geogr. Ges. Lübeck 39, 1-21, 1937.
- TODTMANN, E.: Über Schwankungen des weichselzeitlichen Eisrandes im südlichen Holstein. Abh. naturw. Verein Bremen 33, 89-106, 1952.
- VALENTIN, H.: Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. D. Geographentag Hamburg 1955, 359-366, 1958.
- WEISS, E. N.: Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins. Meyniana 7, 1958.
- ZEISE, O.: Geologisches vom Kaiser-Wilhelm-Kanal. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 23, (1902), 153, 1905.

# Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran

Von

KURT SCHARLAU, Marburg (L.)

Die Frage, inwieweit durch die kaltzeitliche Verschiebung der Klimagürtel die heutigen Trockengebiete der Nordhemisphäre in den pleistozänen Pluvialbereich zu liegen kamen, wird keineswegs einheitlich beantwortet. Während BÜDEL<sup>1)</sup> für die Sahara einen der pleistozänen Klimaperiodizität entsprechenden Wechsel von ariden und humiden klimamorphologischen Wirkungseffekten nachweisen konnte, lehnt BOBEK<sup>2)</sup> für das gesamte Hochland von Iran nach wie vor das gleichzeitige Vorhandensein einer Pluvialzeit ab. BOBEK gründet seine These vor allem auf die von ihm nur als relativ gering angenommene Absenkung der pleistozänen Schneegrenze im Alburz-Gebirge und folgert insbesondere aus der Abflußlosigkeit des Rezaiyeh-Sees und vor allem aus der Erhaltung des tertiären Hyrkanischen Waldes, daß das pleistozäne Klima im Vergleich zum gegenwärtigen nur etwas kühler, aber keinesfalls niederschlagsreicher gewesen sein könne. Gegen diese Auffassung hat jedoch STRATIL-SAUER<sup>3)</sup> eine Reihe von Einwänden erhoben, die in grundsätzlicher Hinsicht auch von GABRIEL<sup>4)</sup> geteilt werden, wobei sich beide auf ihre Forschungsergebnisse in den zentraliranischen Wüsten stützen. Es dürfte daher zur Klärung des strittigen Sachverhaltes beitragen, wenn weitere Tatbestände aus einem Gebiet beizubringen sind, das in dieser Beziehung bislang noch nicht zur Diskussion gestanden hat. Diese Möglichkeit bietet

<sup>1)</sup> BÜDEL, J. Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Niederafrika. Erdkunde 6, S. 104–132, 1952.

<sup>2)</sup> BOBEK, H. Klima und Landschaft Irans in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. Geogr. Jhb. Österreich. 25, 1–42, 1955. Reise in Süd- und Westpersien. Mittg. Geogr. Ges. Wien. 1956. S. 213–221.

<sup>3)</sup> STRATIL-SAUER, G. Geographische Forschungen in Ostpersien II: Routen durch die Wüste Lut und ihre Randgebiete. Abh. Geogr. Ges. Wien. 1956. – Die pleistozänen Ablagerungen in der Wüste Lut. Festschr. Hundertjahrfeier Geogr. Ges. Wien. 1957. S. 460–484.

<sup>4)</sup> GABRIEL, A. Zur Oberflächengestaltung der Pfannen in den Trockenräumen Zentralpersiens. Mitt. Geogr. Ges. Wien. 1957. S. 146–160.

sich auf Grund von Geländestudien, die im Kuh-i-Binalud durchgeführt und durch Beobachtungen in weiteren Gebieten N-Irans ergänzt werden konnten<sup>5)</sup>.

Der Kuh-i-Binalud oder auch das Binalud-Gebirge bildet einerseits im größeren regionalen Zusammenhang die von NW nach SE gerichtete östliche Fortsetzung des Alburz-Gebirges und damit das orographische Bindeglied zu dem vom Gebirgsknoten des Hindukusch ausstrahlenden Paropamis und andererseits in räumlich enger gesteckter Umgrenzung die südwestliche Umrahmung des Beckens von Mesched. Im N und NE wird dieses Becken, das in das von der südöstlichen Kaspi-Niederung zur turkmenischen Tieflandsbucht von Sarakhs ziehende Große Nordost-Iranische Längstal, den Chorassanischen Graben, eingeschaltet ist, vom Kuh-i-Hazar Masjid begrenzt und in seiner ganzen Länge vom Keshaf-rud durchflossen. Im SW und S trennen der Kuh-i-Binalud und seine südöstliche Fortsetzung das abflußlose Binnenhochland Zentralirans mit seinen extrem-ariden Wüstenbecken von den relativ reich beregneten Gebirgslandschaften Chorassans mit ihren ständig fließenden Wasserläufen und ihren Taloasen<sup>6)</sup>. Die NE-Flanke dieses langgestreckten kompakten Gebirgszuges, dessen zentraler Hauptkamm durchweg in über 3000 m verläuft, ist weitaus mehr den von der Kaspi-Niederung herüberziehenden regenbringenden Tiefs ausgesetzt als die im Lee gelegene SW-Flanke. Während die von dieser ausgehenden Bäche am Gebirgsfuß versiegen, münden die Abflüsse der NE-Abdachung des Kuh-i-Binalud in die hydrographische Sammelader des Beckens von Mesched, den Keshaf-rud, ein. Durch die periodisch starke Wasserführung nach der winterlichen Schneeschmelze einerseits und die episodische Abflußsteigerung nach durchaus nicht seltenen und meist mit Gewittern verbundenen spätsommerlichen und herbstlichen Starkregen andererseits werden sowohl beträchtliche Schuttmassen im Oberlauf dieser Bäche verfrachtet als auch ihr Unterlauf in den mächtigen Schuttörper eingetauft, den der Keshaf-rud und seine Zuflüsse im Becken von Mesched akkumuliert haben. Trotz dieser Anzeichen rezenter fluviatiler Gestaltungsprozesse im Bereich der NE-Flanke des Kuh-i-Binalud sind diese Vorgänge aber nicht ausreichend, um die Ausgestaltung seiner tief eingeschnittenen Kerbtäler zu erklären. Hier müssen zweifellos erheblich stärkere Wirkungseffekte in Rechnung gestellt werden, als sie für die Gegenwart zu erschließen sind. Der Untersuchung dieser Frage sollen die im Abflußraum einen kleinen Flüßchens der nordöstlich Kuh-i-Binalud angestellten Beobachtungen dienen.

Es handelt sich um den Torgabeh im W von Mesched, der insofern von größerer Bedeutung als die anderen Zuflüsse des Keshaf-rud ist, als die ihm entstammenden Grundwassermengen einen der wasserreichsten Khanate im Raum von Mesched, den Vakilabad-Khanat, speisen, der zur Bewässerung des von Schah Reza angelegten Erholungs- und Ausflugsgeländes beim Dorf Vakilabad, 10 km südwestlich von Mesched, dient. Durch das Tal des Torgabeh führt die kürzeste Verbindung von Mesched nach Nischapur über den Kuh-i-Binalud, die von einer

5) Verfasser dankt an dieser Stelle dem Herrn Hessischen Innenminister, der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Akademie für Raumforschung, dem Marburger Universitätsbund und der Häuser-Stiftung an der Universität Marburg für die finanzielle Unterstützung zur Durchführung einer von Anfang Juli bis Mitte Dezember 1956 unternommenen Studienreise nach Iran.

6) Vgl. BOBEK, H. Beiträge zur klima-ökologischen Gliederung Irans. Erdkunde 6, 65–84, 1952; S. 69, Abb. 1: Die Jahresniederschläge in Iran.

ganzen Anzahl früherer Reisender benutzt worden ist<sup>7</sup>), ohne allerdings bis jetzt näher beschrieben zu sein.

Der Lauf des insgesamt etwa 50 km langen Torgabeh gliedert sich in drei Abschnitte. Nachdem sich mehrere Quellbäche am NE-Fuß des hier über 3100 m (3140 m lt. Karte 1 : 1 Mio., Bl. Mesched) hohen zentralen Gebirgskammes des Kuh-i-Binalud in etwa 2100 m Mereshöhe bei den Gehöfttrümmern des ehemaligen Dorfes Robad vereinigt haben, fließt der Torgabeh auf einer Laufstrecke von annähernd 25 km in einem steilwandigen Engtal, das an zahlreichen Stellen von



Abb. 1. Oberlauf des Torgabeh unterhalb des verlassenen Dorfes Robad

Schuttströmen der beiderseitigen Talflanken eingeengt ist und teilweise sogar abgedämmt wird. Die Frühjahrshochwässer durchbrechen diese Hindernisse immer wieder, häufen aber gleichzeitig große Mengen an mitgeführten Schottern von teilweise recht beträchtlicher Größe im Flußbett an. Die Schuttmassen an

<sup>7)</sup> Diese Route wählte bereits 1821 J. B. FRASER (vgl. GABRIEL, Erforschung Persiens, 1952, S. 157), die dann SCHINDLER (Ztschr. Ges. Erdkde. Bln. 1877, Tafel V) auf seiner Karte erstmalig eingezzeichnet hat. Der Botaniker A. v. BUNGE zog diesen Weg mit der in den Jahren 1858/59 durchgeföhrten russischen Chorassan-Expedition (Pet. Geogr. Mittg. 1860, S. 206), den auch K. J. BOGDANOVICH (vgl. GABRIEL, 1952, S. 222) 1886 bei seinem Besuch der Türkismine bei Nischapur gewählt haben wird. P. M. SYKES (Geogr. Journ. 1911, S. 153) ist auf seiner sechsten Persienreise im Jahre 1909 zweimal hier durchgekommen und erwähnt in seinem Reisebericht ausdrücklich die Herbststimmung des „lieblichen Bergtales“, das dann noch schöner sei als im Sommer. O. v. NIEDERMAYER hat zuerst 1913 (Mittg. Geogr. Ges. München, 1913, S. 306) das Torgabeh-Tal, von Nischapur kommend, auf seiner Reise nach Mesched und dann wieder 1916 in umgekehrter Richtung auf seiner Flucht aus Mesched benutzt (Unter der Glutsonne Irans, 1925, S. 206). Auch aus den Angaben von L. V. S. BLACKER (Geogr. Journ. 1921, S. 192) ist zu schließen, daß er diesen Weg gereist ist.

<sup>8)</sup> Die Höhenangaben beruhen auf Vergleichsmessungen mit zwei Taschenaneroiden, die dankenswerterweise von den Firmen W. Lambrecht, Göttingen und G. Luft, Stuttgart zur Verfügung gestellt wurden, und sind auf das mittlere Niveau von Mesched bezogen, das nach dem Bahnnivellement 950 m NN. beträgt.

den unteren Hangpartien erreichen streckenweise derartige Ausmaße, daß oberhalb des Dorfes Dschaghārd (Bl. Mesched: Jagharq) kein Karrenweg mehr durch das Tal des oberen Torgabeh führt und der nur für Last- und Reittiere benutzbare, am Talrand sich entlang schlängelnde Pfad nicht selten so schmal ist, daß er für zwei sich begegnende Reiter nicht genügend Platz zum Ausweichen bietet. Ein eigentlicher Talboden ist daher im Oberlauf nicht ausgebildet. Nur dort, wo sich das Engtal durch einmündende kleine Seitentälchen verbreitert, finden sich einige kleinere Ebenheiten. Dieser Talabschnitt ist daher so gut wie siedlungsleer im Gegensatz zu dem mit mehreren geschlossenen Dörfern ausgestatteten Mittellauf.

Am Oberlauf des Torgabeh finden sich lediglich zwei Ortlichkeiten, die von Natur aus für die Anlage von Siedlungen geeignet waren und die auch das morphologische Interesse beanspruchen, da nur an diesen Stellen ausgeprägte Talböden in einem wirklich nennenswerten Ausmaß vorhanden sind. Dabei handelt es sich zunächst um das Gebiet im Umkreis des schon genannten ehemaligen Dorfes Robād, das jedoch kaum mehr als drei auseinanderliegende Gehöfte umfaßt haben dürfte. Der hier vorhandene Talboden ist zwar stark verschottert, hebt sich aber doch deutlich zu beiden Seiten des über 1 m eingetieften Bachbettes ab. Sein oberer Teil ist derartig versumpft, daß sich dort auf dem Hangschutt des rechten Bachufers ein kleines Seggenmoor gebildet hat. Laufabwärts verengt sich nach wenigen hundert Metern das Tal und der Torgabeh fließt mit vermehrtem Gefälle durch eine Erosionsschlucht von etwa 3 km Länge, ehe sich das Tal beim Dorf Pa yi Gudar Safar (Bl. Mesched – nach Angabe der Bewohner fälschlich – : Pa yi Gudar Sarai) zum größten Talkessel seines Oberlaufes erweitert. Dieses Dorf, heute die einzige Siedlung am Oberlauf, ist aber nichts anderes als eine mit einem zusammenfassenden Namen benannte, weit auseinander gezogene Gruppe von Einzelgehöften, über deren genaue Zahl die Bewohner keine Auskunft geben konnten oder wollten, die schätzungsweise aber nicht mehr als sechs bis acht Einzelgehöfte betragen dürfte. Diese haben die nördliche Talflanke in der Umrahmung eines kleinen Beckens besetzt, das in ungefähr 1900 m Höhe einen gut ausgebildeten Talboden von maximal 100 m Breite auf etwa 300 bis 400 m Länge besitzt und der sich bachauf und -abwärts noch auf kurze Strecken in das Tal hineinzieht. Hier häufen sich zwar auch die rezenten Grobschotter zu beiden Seiten des Wasserlaufes, aber im übrigen besteht der Talboden durchweg aus Feinschutt und aus braun gefärbtem, erdigem Verwitterungsmaterial. Es sprechen alle Anzeichen dafür, daß es sich um die Reste eines alten Talbodens handelt. Hierauf läßt vor allem die talabwärts auch an dieser Stelle sofort wieder einsetzende Versteilung des Flußgefäßes schließen, wobei das alte Talniveau an den Talflanken streckenweise noch gut zu verfolgen ist.

Ganz entsprechende Feststellungen sind im unteren Teil des oberen Talabschnittes zu treffen. Wenige Kilometer oberhalb des Dorfes Dschaghārd, das ungefähr 3 Farsach (rd. 18 km) unterhalb des verlassenen Robād gelegen und etwa  $2\frac{1}{2}$  Farsach (rd. 15 km) von Pa yi Gudar Safar entfernt ist, weitet sich das Tal des Torgabeh erneut und in diesem Fall ganz eindeutig im Niveau eines alten, im Mittel 1200 m hoch gelegenen Talbodens. Auch in diesen ist das Flüßchen, etwa vom Dorf Ambarān an, eingeschnitten und fließt bereits im Dorf Torgabeh (Bl. Mesched: Turuqbeh) in einer mehr als 10 m eingesenkten jüngeren Erosionsrinne. Hier endet der Oberlauf und beginnt der ungefähr 8 km lange

Mittellauf des Torgabeh. Der alte Talboden lässt sich laufabwärts ohne Unterbrechung durchverfolgen und geht schließlich in eine mächtige Akkumulationsterrasse über, die im Mittellauf des Torgabeh beim Austritt aus dem Kuh-i-Binalud abgelagert worden ist und dabei rückwärts in das Gebirgstal hineinreicht.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich bereits, daß die Talgestaltung im Mittellauf des Torgabeh völlig andersartig ist als in seinem Oberlauf. Auch die heutigen Abflußverhältnisse sind in beiden Talabschnitten grundlegend verschieden. Der Oberlauf, gespeist durch die winterlichen Schneemassen und allgemein höheren Niederschläge des Gebirges, führt ständig Wasser, wenn auch mit jahreszeitlich wechselnden Mengen. Dieser Periodizität entspricht die unterschiedliche Transportleistung bezüglich der Schuttabfuhr. Sie erreicht ihre Maximalwerte mit dem Abfluß der Schmelzwässer, ist aber während der sommerlichen Trockenzeit



Abb. 2. Mittellauf des Torgabeh. Der Standort des dürren Baumes markiert die Grenze zwischen den Schotterterrassen T I und T II

derart minimal, daß als durchschnittliche Jahresbilanz der gegenwärtigen Erosionsleistung offenbar nur eine geringe Eintiefung des Oberlaufes resultiert. Da der mengenmäßig beträchtliche Denudationsschutt der Talfanken aber fluvial zu einem großen Teil aufgearbeitet wird, ist die Schuttwegführung im Endeffekt jedoch sehr bedeutend. Dagegen erreicht die Schuttanhäufung im Mittel- und Unterlauf, wie noch näher zu zeigen sein wird, recht beträchtliche Ausmaße. In diesen Talabschnitten fließt dann der Torgabeh nur noch periodisch zur Zeit der Frühjahrshochwässer oder episodisch als Folge der schon erwähnten spät-sommerlichen und herbstlichen Starkregen.

Bezüglich der Abflußverhältnisse ist allerdings zu berücksichtigen, daß der natürliche Vorgang durch Wasserentnahme zu Bewässerungszwecken nicht unwe sentlich modifiziert wird. Im Oberlauf werden dem Torgabeh vom Frühjahr bis zum Herbst recht erhebliche Wassermengen durch eine Vielzahl von Bewässe-

rungskanälen abgezapft, die an den Talhängen entlang geführt sind und zur Berieselung der im Umkreis der Dörfer gelegenen Gärten und Felder am Mittellauf dienen. Ein nach strenger Ordnung von alters her gehandhabtes Wassernutzungsrecht regelt dabei die Bedarfsansprüche der einzelnen Dörfer, die bei geringer Wasserführung jeweils für 14 Tage das alleinige Gebrauchsrecht haben und dann das Flüsschen sogar völlig abdämmen dürfen. Dort, wo die Verschotterung des Flussbettes in größerem Ausmaß einsetzt, und der Torgabeh während der sommerlichen Trockenzeit versiegt und in seinem weiteren Verlauf nur noch durch Tümpel, die von Salzausblühungen umrahmt sind, markiert wird, beginnt die Anlage der Khanate, durch die nunmehr das von dem versickerten Torgabeh genährte Grundwasser für Mensch und Tier aufgeschlossen wird.

Kommt es also, im ganzen gesehen, unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen im Oberlauf des Torgabeh nur zu einer allmählichen Aufschotterung des Talbodens, bzw. zu einer schwachen Eintiefung des eigentlichen Bachbettes, so dominiert dagegen im Mittel- und Unterlauf ganz eindeutig die Akku-



Abb. 3. Rezente Verschotterung des Mittellaufes, der in die Schuttmassen von T II eingeschnitten ist. Im Mittelgrund Durchbruchstal des Torgabeh durch die Granitrandschwelle des Beckens von Mesched

mulation. Auf der Laufstrecke, die etwa zwischen den Dörfern Dschaghard und Ambaran gelegen ist, vollzieht sich beim Torgabeh der Umschwung von der vorwiegend erosiven Ausgestaltung des Oberlaufes mit ihrer Schuttabfuhr zu der Schuttanhäufung im Mittel- und Unterlauf. Eine kurze Schlucht, in der der Torgabeh sich mit einer nur wenige Meter breiten Rinne in den Felsuntergrund eingegraben hat, verbindet dabei seinen Ober- und Mittellauf.

Diesem Gegensatz der verschiedenen Flußabschnitte kennzeichnet nun die gesamte seitherige morphologische Entwicklung des Torgabeh-Tales, und diese wird am eindrucksvollsten durch die Verschiedenartigkeit der Terrassenbildungen in seinen einzelnen Laufstrecken bezeugt.

Entlang des ganzen Oberlaufes finden sich – wenn auch nicht durchgehend, sondern nur bruchstückhaft vorhanden – in schätzungsweise 20 und 40 m Höhe über dem heutigen Bachbett die Reste von zwei übereinander gelagerten meist nur in Form schmaler Hangleisten erhaltenen Felsterrassen. Ihre ständige Wiederkehr und die Tatsache, daß sie sich gewöhnlich, und zwar recht gut, auch in den Nebentälchen feststellen lassen, beweisen, daß es sich dabei um die Relikte der in Etappen erfolgten Flußeintiefung handelt. Ihre geringe und infolge der intensiven Abtragungsprozesse an den Hängen verständlicherweise sehr oft fehlende Schotterstreu lassen darauf schließen, daß sie sich aus Schotterterrassen gebildet haben. Demgegenüber sind im Bereich des Mittellaufes zwei Akkumulationsterrassen vorhanden, die ihn als mächtige Schuttermassen auf beiden Seiten begleiten.

Dabei ergibt sich aus der Stufung auch dieser Terrassen eine Mehrphasigkeit in der Entwicklung, die also beide Talabschnitte gleichermaßen erfaßt hat. Daß es sich dabei um die Einschaltung von morphologisch entscheidende Vorgänge handelt, die auf völlig andere Klimabedingungen hindeuten, lehrt die nähere Untersuchung der verschiedenartigen Schuttablagerungen des Torgabeh.

Nachdem der Torgabeh sein Gebirgsental verlassen und zunächst in einem breiten Sohlental die ebenflächige Akkumulationszone des Gebirgsfußes, die eine mittlere Meereshöhe von annähernd 1200 m einhält, durchflossen hat, durchbricht er in einer steilwandigen Talschlucht die Granitrandschwelle des Kuh-i-Binalud, die hier als langgestreckter und schmaler kuppiger Hügelzug im Durchschnitt 25 m relative Höhe erreicht. Dort beginnt der etwa 20 km lange Unterlauf, der ganz zur Keshaf-rud-Talung rechnet. Der Torgabeh wählt dabei, wie zahlreiche durch Erosionsrinnen zerschnittene Kiesbetten zu beiden Seiten bezeugen, nicht immer den gleichen Lauf, was namentlich zur Zeit der Frühjahrshochwässer der Fall ist. Sein Hauptabfluß ist als eine breite Torrente etwa 2 m tief in die Alluvionen des Beckens von Mesched eingeschnitten. Den weitaus größten Teil des Jahres führt dieser Flußabschnitt oberflächlich kein Wasser. Um den vom Kuh-i-Binalud gelieferten Wasserüberschuß nutzbringend zur Bewässerung der sommertrockenen Niederung zu verwerten, war vor mehreren Jahren im Mittellauf – etwa auf der Höhe des rechtsufrig gelegenen Dorfes Golestane – eine kleine Talsperre errichtet worden, deren Staudamm aber seit längerem wieder durch Hochwässer zerstört ist. Heute ist nur noch der völlig verschotterte Boden des ehemaligen Staubeckens vorhanden. Die dort nachzuweisende Schuttakkumulation vermittelt eine anschauliche Vorstellung von dem Ausmaß und der Intensität der rezenten Schotterauffüllung der Abflüsse von der NE-Flanke des Kuh-i-Binalud. In die etwa 7 m mächtigen Schottermassen hat man vor einigen Jahren wieder Khanate gegraben, um damit den Grundwasserstrom zu fassen. Hier beginnt der schon genannte wasserreiche Vakilabad-Khanat, der durchschnittlich 100 l/sec. liefert, die zwar vorwiegend aus den Schuttmassen des mittleren Torgabeh stammen, aber wegen der ganzjährig relativ gleichmäßig starken Wasserschüttung wahrscheinlich noch eine zusätzliche Belieferung erhalten. Die Anlage des früheren Staubeckens war an dieser Stelle dadurch möglich gewesen, weil hier die bergwärts untertauchende Granitrandzone des Kuh-i-Binalud den geeigneten Untergrund abgegeben hat.

Steht man auf der Brücke, die die Straße von Mesched nach dem Dorf Torgabeh unmittelbar nördlich von dem Ausflugsort Vakilabad über das hier etwa

15 m tief eingesenkte Flusstal führt, so bietet sich ein aufschlußreiches Bild. Blickt man flussabwärts, d. h. in Richtung zum Keshaf-rud, so erkennt man, daß das Tal des Torgabeh an dieser Stelle früher einmal nicht unerheblich tiefer eingesenkt gewesen ist als heute. Bis ungefähr 12 m über die heutige Talsohle reicht eine im wesentlichen aus Schieferbruchstücken zusammengesetzte und vorwiegend braune Farbtöne zeigende Schotterterrasse, die weiter flussabwärts mit flacher Neigung in das erwähnte Durchbruchstal des Torgabeh am W-Rand des Mescheder Beckens hineingreift womit gleichzeitig die vor dem Gebirge abgelagerte Akkumulationsterrasse des Mittellaufes endet. Der Schotterkörper dieser Terrasse, der innerhalb der Erosionsschlucht mit scharfer oberer Begrenzung gegen die Talflanken absetzt, ist hier ganz offensichtlich in einen älteren Talraum einge-



Abb. 4. Durch die Aufarbeitung von T II freigelegter alter Talhang im Granit des Mittellaufes.  
Standpunkt etwa auf der Höhe von Abb. 3

lagert und dann anschließend bis auf die heute noch erhaltenen Reste wieder ausgeräumt worden. Die dabei weggeföhrten Lockermassen haben einen breiten Schuttfächer im Haupttal des Keshaf-rud gebildet.

Wie sich aus den Angaben der Mughani, der Khanatbauer, ergab, die seinerzeit unmittelbar unterhalb der erwähnten Brücke mit der Reinigung der im Sohlenschutt des heutigen Tales angelegten Khanate beschäftigt waren, haben dort die Schuttmassen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 10 m. In dieser Tiefe steht der felsige Granituntergrund des alten Talbodens an. Die aus den Khanaten zutage geförderten Schottermassen lassen, wie auch die Mughani bestätigten, darauf schließen, daß in der Verschotterung zwei deutlich unterscheidbare Horizonte nachzuweisen sind. Am tiefsten liegen mit etwa 5 bis 6 m Mächtigkeit die mehr braun gefärbten Schottermassen eines älteren Schuttkörpers, über die sich die rezenten, stark gebleichten und daher vorwiegend weißlich-grauen Schotter lagern. Letztere stimmen völlig mit den Schottern überein, die in jüngster Vergangenheit das erwähnte, unweit flussaufwärts gelegene ehemalige

Golestane-Staubecken ausgefüllt haben. Die dort nur unwesentlich größere rezente Aufschotterung erklärt sich aus der gestoppten Transportleistung durch die seinerzeitige Abdämmung der ehemaligen Talsperre.

Aus diesen Feststellungen folgt also, daß man im Mittellauf des Torgabeh zwei völlig verschiedenartige und altersmäßig differenzierte Schuttörper unterscheiden muß und daß im unteren Teil dieses Flußabschnittes die nachträgliche Zuschotterung eines älteren, im Granit eingetieften Tales vorliegt. Durch eine spätere fluviatile Aufarbeitung der Schottermassen sind die Granitflanken dieses alten Tales jetzt streckenweise freigelegt. Ihre Oberflächenbeschaffenheit läßt wegen ihrer charakteristischen Verwitterungsformen und insbesondere auf Grund des Vorhandenseins lackartig glänzender Verwitterungsrispen, die beim Aufgraben auch unter dem Schutt gefunden wurden, darauf schließen, daß dieser Talraum nach seiner Ausformung relativ lange Zeit unter einem ariden Klima trocken gelegen haben, daß aber auch seine Ausfüllung unter annähernd gleichen klimatischen Verhältnissen erfolgt sein muß, da sich sonst der Wüstenlack der Schuttrinden nicht erhalten hätte. Dem ganzen Habitus nach handelt es sich um in vieler Hinsicht ganz ähnliche Verwitterungserscheinungen, wie sie heute u. a. am Kuh-i-Sänghi, einer Granithöhe 3 km westl. von Mesched zu beobachten sind, von wo sie BONNARD<sup>9)</sup> auch erwähnt und dazu bemerkt, daß es sich bei dem größten Teil der in der Literatur mehrfach genannten „Granite von Mesched“ um Gneise handelt. Bezeichnenderweise fehlen hier aber nach meinen Beobachtungen markant ausgebildete Schutzrinden, da diese im gegenwärtig nur periodisch vollariden Klima des Beckens von Mesched offenbar während der winterlichen Regenzeit z. T. wieder zerstört werden, was hauptsächlich auf den witterungsexponierten Gesteinspartien der Fall ist.

Die anschließend erfolgte teilweise Wiederausräumung des fossilen Tales beweist sodann, daß nach seiner Zuschüttung ein grundlegender Wandel bezüglich der Niederschlags- und Abflußverhältnisse, also wohl des Klimas in seiner Gesamtheit, eingetreten sein muß. Für die Klärung der damit aufgeworfenen klimamorphologischen Probleme liefern die weiteren Beobachtungen im Talraum des mittleren Torgabeh wichtige Hinweise.

Nachdem die Straße von Mesched nach dem Dorf Torgabeh den Fluß überschritten hat, verläuft sie auf der Höhe der von dem braunen Schuttkörper gebildeten Terrasse, die in diesem Abschnitt gegen das Gebirge hin auf einer ungefähr 6 km langen Strecke von rd. 1110 auf annähernd 1200 m MH. langsam ansteigt. In der Ausgangshöhe von 1110 m liegt die Lungenheilstätte von Mesched, und von hier bietet sich ein freier Überblick über die Vorbergrandzone des Kuh-i-Binalud. Über der Terrassenfläche des Beobachtungs-Standpunktes ist mit 25 bis 30 m relativer Höhe ein weiteres Terrassenniveau gut ausgebildet, bzw. eindeutig am Gebirgsrand in aufgelösten Resten erkennbar, wobei man gleichzeitig feststellen kann, daß sich der tiefer gelegene braune Schuttkörper zum Tal des Torgabeh in eine dreifach gestufte Terrasse gliedert.

Die höhere Akkumulationsterrasse ist nun gänzlich anders geartet als die des von ihr mit scharfer, geradezu linear ausgeprägter Begrenzung abgesetzten braunen Schuttkörpers. Es handelt sich nämlich um durchweg relativ große Ge-

<sup>9)</sup> Vgl. BONNARD, E. G. Contribution à la connaissance géologique du Nord-Est de l'Iran (Environ de Mésched). Eclogae Geol. Helveticae. 37, 331–354, 1944; S. 334: Kuh-Sengui.

rölle und flache Geschiebe, unter denen ebenfalls die Schiefer vorherrschen, und zwischen die ein rötlich-braun gefärbter Verwitterungsboden eingelagert ist, mit dem die Gerölle teilweise fest verbucken sind. Reste von Schutzrinden, die sich noch auf manchen Geröllen finden, berechtigen zu dem Schluß, daß das Klima während dieser Aufschotterung seinem Gesamtcharakter nach ausgesprochen arid gewesen sein wird. Die rein äußerlich durch die verschiedene Farbe ins Auge fallende Gegensätzlichkeit der beiden Schuttörper beruht zweifellos nicht auf dem unterschiedlichen Alterungsprozeß innerhalb eines während eines längeren Zeitraumes kontinuierlich gebildeten und hinsichtlich ihrer Materialzusammensetzung relativ gleichartigen Schuttakkumulation. Derartige Vorgänge scheinen nur insofern eine Rolle gespielt zu haben, als die heute auf der Oberfläche liegenden Schuttmassen im Gegensatz zu den noch zu bspredenden Ablagerungen innerhalb des Schuttkörpers des Keshafrud mehr dunklere Farbtöne aufweisen.

Von der oberen Terrassenbildung sind jedoch nur noch geringe Reste vorhanden; die späteren Ab-

tragungsprozesse müssen also äußerst intensiv verlaufen sein bzw. sich über relativ lange Zeit erstreckt haben. Der Punkt, wo diese ältere Terrasse erstmalig gefunden wurde, liegt nordöstl. des Dorfes Torgabeh. Nördlich hiervon hat sich, etwa parallel zum Lauf des Torgabeh, ein dicht benachbartes kleines Tal ebenfalls tief eingeschnitten, das von dem des Torgabeh nur durch einen schmalen, langgestreckten Rücken getrennt ist. Auf ihm finden sich die Reste der älteren Terrasse des Torgabeh in größerer Mächtigkeit, und diesen entsprechen in gleicher Höhenlage einmal Terrassenrestflächen auf dem rechten Ufer des Torgabeh und weiterhin an den linken Talflanken des benachbarten Tälchens. Das Überfliegen des Geländes<sup>10)</sup> lehrte sodann, daß dieses Terrassenniveau eigentlich bei allen



Abb. 5. Rest der Schottermassen von T II im Durchbruchstal der Granitrandberge

<sup>10)</sup> Verfasser verdankt die Luftübersicht über das Becken von Mesched und seine weitere Umgebung einem im Auftrag der F. H. Kocks K.G., Koblenz-Teheran, durchgeföhrten Flug, der im Zusammenhang mit der von der iran. Regierung großzügig projektierten Wasserversorgung von Mesched der Auswahl des zu diesem Zweck im Luftbild aufzunehmenden Geländes diente. Hierbei wurde mit einer Bildmaschine der Airsurvey Co. Ltd., London, ein Rechteck von  $140 \times 90$  km beflogen, das seiner Längserstreckung nach nördlich bis in die Gegend von

Tälern auf der NE-Abdachung des Kuh-i-Binalud ausgebildet ist und daß die Schuttkörper der beiden Terrassenfluren in der ganzen Randzone des Gebirges vorhanden sind und von hier in die Bergtäler hineingreifen.

Die auf Grund der Geländebeobachtungen im Torgabebthal gewonnenen Ergebnisse dürfen daher wohl als repräsentativ für die hydromorphologische Entwicklung des gesamten nordöstl. Kuh-i-Binalud angesehen werden.

Faßt man das bisher Gesagte zusammen, so kommt man zu der Auffassung, daß einmal die beiden Felsterrassen am Oberlauf des Torgabeh mit den beiden Akkumulationsterrassen seines Mittellaufes zeitlich und genetisch zu parallel-



sieren sind. Die damit als korrelat angenommenen Bildungen seien weiterhin als Torgabeh I (älter) und Torgabeh II (jünger), unterschieden. Die Bildung der Schuttmassen im Mittellauf wird jeweils in eine im Gesamtcharakter mit dem heutigen Klima weitgehend übereinstimmende Trockenperiode einzuordnen sein, da auch heute im reicher beregneten Kuh-i-Binalud und im relativ trockenen Becken von Mesched, mit Einschluß seiner im gleichen Klimabereich gelegenen Randberge, entsprechend gegensätzliche Vorgänge bezüglich der Schuttabfuhr und -anhäufung festzustellen sind, was wohl sicherlich auch für die durch weitgehend gleiche Wirkungseffekte gekennzeichneten älteren Perioden anzunehmen ist. Weiterhin ist die sowohl im Gebirge durch verstärkte Eintiefung der Täler als auch im Vorland durch die fluviatile Zerstörung der Schuttakkumulationen,

Kutschan und in der Breite von der Gipfelkette des Kuh-i-Binalud bis über den Kuh-i-Hazar Majid, also bis in die Nähe der Sperrzone an der sowjetischen Grenze, reichte. Bei einer Flughöhe von 2300 bis 2400 m, bezogen auf den Startplatz Mesched, waren daher einmal die nördlichen Ausläufer der Großen Kewir und dann wieder Teile des jenseits des turkmenischen Gebirgszuges gelegenen Tieflandes in das rändliche Blickfeld einbezogen.

also in beiden Flussabschnitten durch Terrassenbildung nachgewiesene intensive Erosionstätigkeit, als ein eindeutiger Hinweis auf eingeschaltete Perioden mit wesentlich vermehrten Niederschlags- und Abflußmengen zu bewerten, deren Wirkungsbereich zumindest NE-Iran in seiner Gesamtheit umfaßt haben dürfte.

Hierauf läßt namentlich das Vorhandensein von meist zwei Terrassensystemen schließen, die auf der Fahrt von Gonbad-i-Kabus, im SE-Winkel der Kaspi-Niederung gelegen, über den Aleh-Dagh nach Budschnurd im Artrektal und ebenso auf der weiteren Strecke über Kutschchan nach Mesched, vor allem aber bei dem Flug über das Becken von Mesched und seine Randgebiete, immer wieder zu beobachten waren.

Wie die größtenteils erfolgte Zerstörung der ursprünglich recht beträchtlichen Schottermassen von Torgabeh II beweist, liegen zunächst hierfür die unverkennbaren Anzeichen einer intensiven Erosionstätigkeit vor, d. h. die Auswirkungen einer ausgeprägten Pluvialzeit. Diese wird man, wie die Auf- und Einlagerung rezenter Schotter beweist, unmittelbar vor die geologische Gegenwart datieren und wohl als Würmpluvial mit der Würmkaltzeit gleichsetzen dürfen. Da die Aufschotterung der Flüsse in den Trockengebieten der Erde in erster Linie, wie ZEUNER<sup>11)</sup> betont hat – was sich auch hinsichtlich der sich im Becken von Mesched und speziell am Beispiel des Torgabeh nachweisbaren Vorgänge bestätigt – hauptsächlich in den Trockenzeiten erfolgte und als Auswirkung einer klimatisch bedingten verminderten Transportleistung der fließenden Gewässer aufzufassen ist, würde demnach die Bildung von Torgabeh II in eine für NE-Iran mit der U-Warmzeit (Riß/Würm) zu parallelisierende Trockenperiode einzuordnen sein. Die Torgabeh-II-Verschotterung hat jedoch, wie im einzelnen zu zeigen versucht wurde, ein präexistierendes Erosionstal zum Teil wieder ausgefüllt, dessen Entstehung dann aber nur im Rißpluvial erfolgt sein könnte<sup>12)</sup>. Für die Ablagerung der Schotter von Torgabeh I, die in Resten auf dem Hochboden zu beiden Seiten des antezedenten Tales zu finden sind, bezeichnenderweise in diesem selbst jedoch fehlen, wäre dann bei einer entsprechenden weiteren Rückdatierung die O-Warmzeit (Mindel/Riß) anzunehmen.

Zweifellos besitzt diese zeitliche Einordnung der Schuttanhäufungen und ihrer Terrassenbildungen solange nur eine theoretische Gültigkeit, bis sie durch geologische Zeitmarken eindeutig bestimmt werden kann. Aber wie auch STRATIL-SAUER (1957, S. 465) bezüglich der gleichen Probleme betont, sind solche exakten Belege – zumindest vorläufig – noch nicht beizubringen, so daß man die sich aus den Geländebeobachtungen ergebende relative Altersstellung auf andere Weise zeitlich näher zu bestimmen genötigt ist. Da es sich bei den einzelnen Prozessen aber um Vorgänge handelt, die in anderen Gebieten ihre Parallelen finden, ist ein solcher Versuch sicher nicht völlig abwegig.

Man kann aus den heutigen Befunden mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit weiterhin entnehmen, daß das Klima während der Bildung von Torgabeh II (Riß/Würm) und Torgabeh I (Mindel/Riß) zwar jeweils durchaus arid, aber den-

<sup>11)</sup> ZEUNER, F. E. Das Problem der Pluvialzeiten. Geol. Rdsch. 1953, S. 242–253.

<sup>12)</sup> In ähnlicher Weise ist auch STRATIL-SAUER zuletzt (1957, S. 480) zu der Auffassung gekommen, daß sich „vor oder bei Beginn des Riß“ größere tektonische Bewegungen in Iran abgespielt haben, wodurch seiner Meinung nach wahrscheinlich auch die jungen Durchbrüche durch die Zagros-Ketten mit ihren Terrassenbildungen entstanden sein werden.

noch verschieden getönt gewesen sein wird. Denn die durch Eisenhydroxyde bedingte braune Farbe der Verwitterungsprodukte von Torgabeh II darf wohl als Indikator eines relativ temperiert-gemäßigten, mehr den heutigen ariden Verhältnissen angenäherten Klimas angesehen werden. Im Gegensatz wird man die bei gleicher petrographischer Beschaffenheit abweichende, rötliche Verwitterung von Torgabeh I als Folge eines in erster Linie durch nicht ungewöhnlich höhere Temperaturen gekennzeichneten Klimas auffassen können. Das würde dann bedeuten, daß man für die verschiedenen pleistozänen Trockenzeiten mit klimamorphologisch verschiedenen Effekten rechnen müßte. Das gleiche dürfte aber auch hinsichtlich der Pluvialzeiten der Fall sein. Denn die durch die Zerschneidung des Granitrandes des Kuh-i-Binalud bezeugte starke Erosionsleistung während des Rißpluvials setzt ungleich größere Niederschläge bzw. Abflußmengen voraus, als sie nach den entsprechenden Erosionsprozessen für das Würmpluvial, d. h. der Aufarbeitung von Torgabeh II, anzunehmen sind. Geradezu beweisend dafür, daß es während des Rißpluvials zu intensiven Abtragungsprozessen kam, ist die weitgehende Zerstörung der Schottermassen von Torgabeh I. Mit den gleichen Schlußfolgerungen tritt auch STRATIL-SAUER (1957, S. 481) dafür ein, daß das von ihm ebenfalls angenommene Rißpluvial eine Zeit mit größeren Niederschlägen als das Würmpluvial gewesen sei. Dadurch würde sich nun aber auch, um den Gedankenkreis weiter zu spannen, die überaus starke Zerstörung präwürmzeitlicher Formen im Hochland von Iran bzw. ihr „Fehlen“ recht befriedigend erklären lassen. Insoweit dies dann auch für die anderen Trockengebiete der Erde zuträfe, würde man im Endergebnis schließen können, daß auch in diesen Erdräumen das Würm den für das heutige Relief morphologisch entscheidenden Zeitabschnitt gebildet hat, da seine noch relativ unzerstörten Formen das gegenwärtige Landschaftsbild entscheidend prägen.

Das mehr als wahrscheinliche Vorhandensein noch älterer Pluvialzeiten, und ebenso einer eingeschalteten Trockenperiode, im NE des iranischen Hochlandes ist zwar bis jetzt noch nicht mit Ergebnissen zu belegen, die den bisher mitgeteilten und im Gelände selbst gewonnenen Resultaten entsprechen, soll aber auf Grund weiterer im Überblick gesammelter Beobachtungen doch zur Diskussion gestellt werden.

Wie sich beim Überfliegen des nordöstlichen Kuh-i-Binalud feststellen ließ, sind auf seinem Hauptverebnungsniveau noch deutliche Reste eines alten, heute inaktiven und unter Schutt begrabenen Abflußsystems erkennbar. Dabei handelt es sich um langgestreckte und charakteristisch miteinander verästelte Einmuldungen, die in ihrer vorherrschenden Richtung mit dem NW-Streichen des Gebirges übereinstimmen. Diese räumliche Orientierung einer älteren Hydrographie steht also im Gegensatz zu der heutigen Entwässerung. Da diese im wesentlichen durch Abdachungsflüsse von SW nach NE zum Keshaf-rud erfolgt, bilden beide Abflußrichtungen miteinander einen rechten Winkel. Dieser hydrographische Richtungswechsel ist letztlich durch tektonische Störungen verursacht worden, die im ganzen Raum des Großen Nordöstlichen Iranischen Längstales und seiner Gebirgs umrandung bis in die Gegenwart hinein noch nicht abgeklungen sind, wie die dort immer wieder auftretenden Erdbeben anzeigen.

Das alte Entwässerungsnetz des Hochplateaus muß mit der beginnenden Eintiefung der heutigen Täler gewissermaßen schlagartig außer Funktion gesetzt worden sein. Dieser Vorgang kann aber zeitlich vor die Bildung des in der

O-Warmzeit aufgeschotterten, rißzeitlich dann zerstörten und heute in den Resten der oberen Felsterrasse noch erkennbaren alten Talbodens und damit, da hierdurch der Eintiefungsprozeß in einem älteren Talraum bezeugt ist, für ein so durchaus zu rechtfertigendes Mindelpluvial angesetzt werden. Was das Alter des verschütteten Talsystems betrifft, so durfte es demnach altpleistozän sein, womit allerdings, genauer gesagt, nur ein terminus ad quem angegeben werden kann, der durch die Herausbildung des jüngeren Talsystems festgelegt wird. Immerhin wird man zumindest eine weitere zurückliegende aktive Funktion des fossilen Gewässernetzes annehmen können. Hieraus wäre dann aber, da auch in diesem Fall der für die Klimaperiodizität des Pleistozäns charakteristische und durch das im Schutt ertrunkene alte Talnetz belegte Wechsel zwischen extrem gesteigerter und geminderter Erosionsleistungen der Flüsse mehr als wahrscheinlich ist, auf ein Günzpluvial zu schließen. Dabei ergibt sich jedoch die weitere Frage, ob diese morphologische Epoche überhaupt noch in das Pleistozän fällt und nicht schon bis in das Tertiär zurückreicht. Das altpleistozäne, günzzeitliche Alter vorausgesetzt, wäre aber für die Verschüttung bzw. äolische Versandung und Einebnung des ursprünglich in der vertikalen sicherlich nicht unerheblich gegliederten Altrelief des heutigen Hochplateaus die Annahme einer mit der I-Warmzeit (Günz/Mindel) gleichzustellenden Trockenzeit nicht ohne weiteres abzulehnen.

Wendet man sich nach diesen bislang hauptsächlich auf den Kuh-i-Binalud beschränkten Betrachtungen nunmehr dem Becken von Mesched und damit dem Talraum des Keshaf-rud zu, so ist hinsichtlich seiner pleistozänen Gestaltung ebenfalls von der Beschaffenheit seiner mächtigen Schotterablagerung auszugehen. Die tiefste, mir aus dem Raum von Mesched bekannt gewordene Bohrung hatte mit 150 m den Schotterkörper des Keshaf-rud noch nicht durchteuft. Über den Aufbau des Schotterkörpers war auf Grund der zur Wassererschließung durchgeföhrten Bohrungen nichts wesentliches zu erfahren, da die Unternehmer und behördlichen Auftraggeber nur die Lage ergiebiger Wasserhorizonte interessierte. Lediglich von einer nordwestlich von Mesched, unweit des Keshaf-rud, niedergebrachten Bohrung war bekannt, daß man einmal in 18 m und dann weiterhin zwischen 92 und 96 m Tiefe jedesmal auf einen Verlehmungshorizont gestoßen war; die rezente Lehmdecke zu beiden Seiten des Keshaf-rud ist 1,50 bis 1,80 m mächtig. Hiermit decken sich bis zu einem gewissen Grad die Mitteilungen der Mughani, die am SW-Rand des Mescheder Beckens ihre Khanate bis zu einer Tiefe von 100 m niedergebracht haben. Aus ihren erheblich aufschlußreicherem Angaben war zu entnehmen, daß sich der Schotterkörper des Keshaf-rud in seinem obersten 8 bis 10 m aus rezenten Verwitterungsprodukten zusammensetzt, auf die dann stets braune, Torgabeh II entsprechende Schuttmassen folgen, unter denen dann bei zahlreichen tieferen Khanaten rotgelbe, Torgabeh I gleichzustellende Schotter liegen.

Diese Unterschiede zeigt denn auch der aus den Khanaten geförderte Aushub, der von den Mughani stets als ringförmiger Wall um den Einstiegsschacht aufgeworfen wird. Hierbei gibt es im Untergrund der rezenten Ablagerungen nur braun und rotbraun bis rötlich-gelb gefärbten Schutt, wobei letzterer durchweg aus größerer Tiefe stammt und dann niemals mehr von andersgefärbten Bildungen unterlagert wird. Dieser Sachverhalt bestätigt also einmal die verwitterungsbedingten Unterschiede beider Schuttakkumulationen, wie dies schon früher erörtert wurde, und kann sodann nur als Folge der Senkungsvorgänge im Keshaf-

rud-Graben gedeutet werden, wodurch die ältesten Schuttakkumulationen heute von den jüngeren und jüngsten Schuttmassen überlagert werden.

Die Eintiefungen von Torgabeh I und II beruhen also nicht nur auf der etappenweisen Hebung im Kuh-i-Binalud, sondern auch auf Absenkungen im Becken von Mesched. Wie die Tiefe der Khanate zeigt, besitzen die Schotter wenige hundert Meter unterhalb des erwähnten Durchbruchs des Torgabeh durch die Vorbergzone bereits eine Mächtigkeit von mehr als 100 m, und wie aus dem Befund der weiter bergwärts gelegenen Khanate hervorgeht, nimmt die Stärke der Schuttmassen am W-Rand des Beckens von Mesched geradezu sprunghaft zu, ein unmittelbarer Hinweis auf die hier vermutete tektonische Störungszone.

Die Auswirkungen dieser tektonischen Prozesse könnten nun so interpretiert werden, daß in ihnen die eigentliche Ursache für die Aubildung der im Kuh-i-Binalud vorhandenen Terrassensysteme zu sehen und daß demnach nicht mit einem mehrfachen, klimatisch bedingten Wechsel der reliefformenden Kräfte zu rechnen sei, ja, daß es, wie BOBEK meint, in Iran überhaupt keine Pluvialzeit gegeben habe. Wenn auch der maßgebliche Einfluß tektonischer Vorgänge außer Frage steht, so ist aber gerade auch in diesem Zusammenhang die verwitterungsbedingte Verschiedenheit der Schuttmassen von Torgabeh I und II zu berücksichtigen und zwar als ein untrügliches Anzeichen dafür, daß die Schuttakkumulation während langer Zeiträume unterbrochen war und daß sich vor allem auf Grund des mehrfachen Wechsels zwischen Verschüttung und Ausräumung der Täler für diese einzelnen Perioden ein derartiger Gegensatz bezüglich der aus den Gebirgen abgeföhrten Wassermassen ergibt, daß hiernach das Pleistozän in NE-Iran in mehrere, hinsichtlich der Humidität und Aridität scharf voneinander geschiedene Klimaperioden gegliedert werden muß.

Hiermit stimmen auch die Ergebnisse der neueren russischen Forschung überein, die in den Tälern des Amu-darja, Murgab und Tedschen jeweils drei, wohl mit den pleistozänen Pluvialperioden in Beziehung zu setzende Terrassen und außerdem die pleistozäne Seeausfüllung der heute 45 m unter NN. gelegenen Sarykamisch-Niederung, gespeist durch den Amu-darja und durch einen Überlauf mit dem Kaspi verbunden, nachgewiesen hat<sup>18)</sup>.

Gestützt auf sorgsam ausgewertete Geländebeobachtungen hat auch STRATIL-SAUER (1956) die von BOBEK vertretene Ablehnung einer Pluvialzeit in Iran mit guten Gründen angezweifelt. Die während meines Aufenthaltes in Iran erschienene Arbeit ist mir jedoch erst nach meiner Rückkehr bekannt geworden. Wenn unsere unabhängig voneinander gewonnenen Auffassungen auch in wesentlichen Fragen übereinstimmen, so decken sie sich doch nicht in allen Punkten. STRATIL-SAUER (1957, S. 481 f) verlegt die Bildung zweier mehrfach von ihm erwähnter Schotterterrassen in die Pluvialzeiten, in denen jedoch nach meinen, ZEUNERS Einwände gegen die übliche Parallelisierung der Kaltzeiten mit den Pluvialzeiten bestätigenden Feststellungen die fluviatile Aufarbeitung der in den Zeiten eines vermindernten Schutttransportes, d. h. aber der in den Trockenzeiten gebildeten Terrassen erfolgte. STRATIL-SAUER führt dagegen, wie gesagt, die Schotterablagerungen auf eine während der Pluviale größere Transportkraft der Flüsse zurück. Es ist nun durchaus mehr als wahrscheinlich, daß sich unsere beiden Meinungen

<sup>18)</sup> Vgl. Große Sowjetische Enzyklopädie. 2. Aufl. Bd. 43, 1956, S. 444 ff: Art. Turkmenische SSR (russ.), dass. S. 445.

letztlich gar nicht widersprechen, da sich die Pluvialzeiten in den Randgebirgen des zentraliranischen Wüstenbeckens anders auswirken mußten als in diesem selbst. Während es in den Gebirgen im Verlauf der Pluviale zu einer Vergrößerung der Schuttabfuhr kam, wurden die abtransportierten Schuttmassen durch die vermehrten Wassermengen dann bis in die Endseen der Wüstengebiete verfrachtet und dort also mit der heute zu beobachtenden Mächtigkeit zu gleicher Zeit wieder abgelagert, wie in den flussaufwärts gelegenen Gebieten die Akkumulationen zerstört wurden. In den Trockenzeiten reichte dagegen die Transportkraft der Flüsse nicht aus, um den Schutt derartig weit zu schleppen, so daß die Verschotterung auf die Randgebirge bzw. die weiten Talräume der großen Flüsse beschränkt blieb und in den Wüstenbecken die Deflation vorherrschte.

Diese These wird durch die geschilderten Verhältnisse im Becken von Mesched bestätigt, wo sich in den Trockenzeiten – in gleicher Weise wie unter den heutigen ariden Gegebenheiten – die Schuttmassen bereits im Mittellauf der Zuflüsse des Keshaf-rud angehäuft haben, während sie in den Pluvialen weiter weggeführt wurden. Hierbei kam es nicht nur zu einer teilweisen Aufarbeitung der Schuttkumulationen im Tal des Keshaf-rud, sondern auch, wie die zitierten russischen Angaben bezeugen, im Tal des den Keshaf-rud aufnehmenden Tedschen, wie auf sowjetischen Karten der Name des unteren, sommertrockenen Heri-rud lautet. Die Schuttfreifachung wird also in den Pluvialperioden sicherlich bis in das turkmenische Tiefland gereicht und dort in analoger Weise, wie dies STRATIL-SAUER für die inneriranischen Becken annimmt, zur Bildung der fluviatil herangeschleppten Schuttmassen geführt haben. Man wird daher aus guten Gründen mit einer klimamorphologisch nicht unwichtigen regionalen Differenzierung solcher an sich gegensätzlicher, aber dennoch gleichzeitiger Prozesse der Reliefgestaltung rechnen müssen.

Die dreifache Stufung von Torgabeh II spricht sodann für eine klimamorphologisch wirksame Differenzierung des Würmpluvials, wie dies in ähnlicher Weise ebenfalls von der glazialmorphologischen Forschung diskutiert wird. Wenn sich dies vorerst auch nur für NE-Iran behaupten läßt, so auch nur in dem Sinne, daß sich innerhalb des Würmpluvials drei Intervalle mit besonders intensiver Erosionsleistung der Flüsse abheben. Anzeichen für die Einschaltung ausgeprägter Trockenperioden, wie sie durch eingelagerte Verschotterungshorizonte angezeigt sein müßten, fehlen, so daß das gesamte Würmpluvial in seinem Klimacharakter relativ einheitlich gewesen zu sein scheint<sup>14)</sup>.

Zwischen dem Dorf Torgabeh und dem antezedenten Granitdurchbruch sind innerhalb des braunen Schuttkörpers von Torgabeh II auf beiden Talflanken drei gut ausgebildete Terrassen vorhanden (II a, b, c) denen in paralleler Anordnung zum Keshaf-rud drei Terrassen des Haupttales, dort aber wieder in breiterer Flächenausdehnung, entsprechen. In diesem Zusammenhang müssen dann

<sup>14)</sup> STRATIL-SAUER (1956, S. 172) setzt dagegen nur die erste der von ihm unterschiedenen drei jüngsten Feuchtzeiten mit dem Würm gleich und stellt die zweite in das Spätglazial sowie schließlich die letzte bereits in die geschichtliche Zeit um die Wende des 1. vorchristl. Jahrtausends. Ich möchte dagegen mit den postglazialen Niederschlagsosillationen die Bildung von zwei bis drei Verlehmungshorizonten in Verbindung bringen, die hauptsächlich in den durch die Torgabenten geschaffenen Einschnitten in die Alluvionen des Keshaf-rud und Artrek, aber ebenso auch in durch Materialaushub zum Straßenbau geschaffenen Gruben, zu beobachten waren. Ganz entsprechende Feststellungen waren auch in Mazanderan zu treffen.

nochmals die drei flußaufwärts übereinander liegenden, heute durch Knicke im Längsprofil markierten, alten Talböden des oberen Torgabeh genannt werden. In den gleichen Ursachenkomplex sind außerdem jeweils durch etwa 2 bis 3 m hohe Wälle gegeneinander abgesetzte, relativ flachgeböschte Solifluktionsterrassen einzureihen, die in typisch dreifacher Ausprägung in annähernd 1270 m Höhe besonders deutlich in dem Obstgartengelände oberhalb des Dorfes Ambaran im Torgabeh-Tal zu finden waren.

Zu der Annahme, daß auch diesen Beobachtungen eine überregionale Bedeutung zukommt, berechtigen folgende weitere Feststellungen. Im Zuge des modernen Straßenausbau zwischen Teheran und Firizkuh waren im September 1956 ungefähr 30 km östlich von der Hauptstadt 6 bis 8 m tiefe Geländeeinschnitte geschaffen worden, durch die die Schutthänge der südlichen Elburs-Randberge in 1750 m MH. in frischem Anschnitt aufgeschlossen waren. Dadurch waren unter der relativ dünnen rezenten Schutthaut – und zwar wiederum in drei vertikal gegliederten Horizonten – solifluidale Ausfüllungen von älteren Hohlformen freigelegt worden, die im Anschnitt keilförmig eingetieft sind und nach oben sich rasch verbreiternde, dunkelbraun gefärbte Schottereinfüllungen von eckigen Ge steinsbrocken und Feinschutt bildeten. Die gleiche Beobachtung wurde auch bei einem Straßeneinschnitt unmittelbar nördlich von Schiras, d. h. also am E-Hang des Zagros in etwa 1900 m Höhe gemacht, ohne daß dort allerdings, da der Aufschluß nicht mächtig genug war, eine entsprechende vertikale Zonierung festgestellt werden konnte.

Versucht man, die genannten Erscheinungen insgesamt zu deuten, so wird man sie wohl nur als die verschiedene Auswirkungen einer periodisch verstärkten Humidität während des Würmpluvials in der Gebirgsumrahmung des iranischen Hochlandes erklären können.

Wenn BOBEK aus der an sich durchaus wahrscheinlichen geringen pleistozänen Ausweitung des Glazialbereiches in den nordiranischen Gebirgen auf eine analoge Absenkung der Temperatur, aber auf Grund seiner einleitend schon erwähnten weiteren Beobachtungen gleichzeitig auf eine Verringerung der Niederschlagsmengen infolge abnehmender Verdunstung schließen will, so ist damit die während des Pleistozäns nachweislich verstärkte Erosionsleistung der Flüsse in den Gebirgen NE-Irans nicht vereinbar. In entsprechender Weise sind aber auch bei den in die E-Flanken des Zagros eingeschnittenen Flußtälern, wie sich anlässlich der Fahrt von Teheran nach Schiras und Persepolis feststellen ließ und worauf hier nur summarisch hingewiesen sei, immer wieder drei Terrassensysteme zu unterscheiden. Das gleiche ist ebenfalls in Azerbeidschan der Fall, wo z. B. die Randberge im N von Zendjan eine in vieler Hinsicht bestehende Gleichartigkeit mit der NE-Abdachung des Kuh-i-Binalud erkennen lassen. Diese im Grundsätzlichen übereinstimmenden Beobachtungen müssen als weitere Hinweise auf das Vorhandensein mehrerer Pluvialzeiten im gesamten Hochland von Iran und vor allem als Argumente gegen die Ansicht gelten, daß sich in derartigen Terrassenbildungen lediglich tektonische Vorgänge äußern. Vielmehr muß der von BOBEK nur als relativ begrenzt hinsichtlich ihrer Auswirkungen bewerteten Absenkung der pleistozänen Schneegrenze eine in bezug auf ihre morphologischen Effekte ungleich bedeutungsvollere vertikale und auch in der Horizontalen wirksame Verlagerung und Erweiterung der Regionen mit relativ großen Niederschlagsmengen entsprochen haben. Weiterhin lassen die erwähnten Solifluktions-

terrassen im Kuh-i-Binalud sowie die solifluidalen Bildungen am S-Hang des Alburz und am E-Hang des Zagros eine erheblich größere als bisher angenommene Ausweitung des pleistozänen Schuttfließens vermuten, wobei namentlich die beiden zuletzt genannten Vorkommen wegen ihres Auftretens am Innenrand des iranischen Binnenbeckens bemerkenswert sein dürften. Die vermutlich doch größere Erniedrigung der Temperaturen in den Kaltzeiten muß, wie immer wahrscheinlicher wird, auch im Hochland von Iran mit einer Erhöhung der Niederschläge verbunden gewesen sein. Die damit nicht übereinstimmenden pleistozänen Wasserstände des Rezaiyeh-Sees, wie dies in gleicher Weise auch LOUIS<sup>15)</sup> für Anatolien nachgewiesen hat, zeigen jedoch, daß bis zur endgültigen Klärung des ganzen Problemkomplexes noch viele Vorfragen beantwortet werden müssen.

In vieler Hinsicht unbeantwortet bleibt vorerst auch die zwar bereits von anderen Autoren früher schon mehrfach angeschnittene, jedoch noch nicht bezüglich ihrer differenzierten klimamorphologischen Ergebnisse bis zu einer abschließenden Klärung diskutierte Frage, in welchem regionalen Ausmaß und mit welchen die Reliefformen prägenden Effekten die Pluvialzeiten auf das iranische Binnenhochland ausgewirkt haben. Besonders STRATIL-SAUER hat hierfür aufschlußreiches Material gesammelt. Eine Anzahl seiner Beobachtungen können zwar so ausgelegt werden, daß – wie auch schon angenommen – den Pluvialzeiten in der nördl. Gebirgsumrahmung Fluvialzeiten im Inneren Irans entsprochen hätten, bedingt durch die in jenen Perioden größere Wasserzufluhr von den Randgebirgen, wobei sich das Binnenklima selbst nicht exzessiv verändert zu haben brauchte. Die Richtigkeit dieser Gedankengänge vorausgesetzt, ergäbe sich aber damit immer noch kein stichhaltiges Argument gegen die vielmehr durch zahlreiche Zeugnisse erhärtete Annahme pleistozäner Pluvialzeiten in Iran. Denn auch nach GABRIELS sorgfältig ausgewerteten Geländestudien (1957, S. 159) hat sich die Bildung der alten Endseen in der Südlichen Lut „nach einer wechselvollen Geschichte von Feucht- und Trockenzeiten im Pleistozän“ – und nicht erst nach einer postglazialen Trockenzeit und während einer feuchteren, jüngsten Vergangenheit, die noch andauert (BOBEK) – vollzogen.

Es weisen also nunmehr eine recht erhebliche Anzahl von kritisch überprüften Beobachtungsergebnissen auf das tatsächliche Vorhandensein pleistozäner Pluvialzeiten im gesamten Hochland von Iran hin. Weiterhin wird man behaupten dürfen, daß in allen pleistozänen Klimaperioden die auch die heutigen Verhältnisse kennzeichnende Abstufung der Aridität bzw. Humidität, d. h. die relativ stets erhöhte Trockenheit des Binnenhochlandes im Vergleich zu seinen ständig feuchteren Randlandschaften, bereits vorhanden und damit klimamorphologisch wirksam war. Somit stellt sich der weiteren Forschung die Aufgabe, in Iran die glazialen, periglazialen, pluvialen und fluvialen Wirkungsbereiche des Pleistozän regional gegeneinander abzugrenzen.

### Summary

The account is centred around the problem whether there have been one or several pluvial periods in the dry area of the Iranian Highland during the Pleistocene. BOBEK has denied this question altogether and assumed a slight lower-

<sup>15)</sup> Vgl. LOUIS, H., Eiszeitliche Seen in Anatolien. Ztschr. Ges. Erdkde. Bln. 1938. S. 267–285.

ing of the temperature only for the last cold period in connection with which at the same time the amount of precipitation is believed not to have been vaster than it is at present. But STRATIL-SAUER's and GABRIEL's results of research stand against this thesis. Similary the field work accomplished in the area of the Kuh-i-Binalud in the autumn 1956 has shown the existence of several pronounced pluvial periods in NE Iran. The proofs for it are supplied by the morphological development of the Torgabeh-valley W of Mesched, especially the difference of its terrace formations in the middle course.

Influenced by the present arid climate the Torgabeh fills in a former valley tract, cut into a huge gravel body of mostly brown colour. But these masses of waste have filled in a pre-existent valley established in the granite of the western marginal mountains of the Mesched basin. This alteration of erosion and accumulation is – proceeding from the present – to be correlated with the Würm- and Riss-pluvial and the intercalated U-warm period. Above the brown waste body (Torgabeh II) there is a higher but heavily destroyed terrace (Torgabeh I) consisting of reddishly coloured weathering products. Their development is assumed to belong to the O-warm period. Due to the permanent processes of subsidence within the graben of Chorassan the most ancient sediments in the basin of Mesched rest deepest down. The two accumulation terraces of the middle course correspond to the remnants of two rock terraces at the upper course.

The remnants of an ancient fossil drainage pattern on the NE-slope of the Kuh-i-Binalud, stated by a survey from the air, make it possible to assume a Günz- and Mindel-pluvial including an I-warm period.

The threefold succession of steps at the terraces of Torgabeh II points to intervals of increased discharge of the rivers during the Würm pluvial. By the way, the increased humidity may be inferred from solifluidal formations at the S-slope of the Elburz and the E-slope of the Zagros too.

### Résumé

Au coeur des déductions se trouve ce problème: y-a-t-il eu une ou plusieurs périodes pluviales durant le pléistocène dans les régions sèches du haut pays Iranien. BOBEK a particulièrement nié cette question et a uniquement admis pour la dernière période froide un faible abaissement de température, mais sans que la somme des précipitations ait été alors plus grande qu'aujourd'hui. Contre cette thèse parlent cependant les résultats des recherches de Stratil Sauer et Gabriel. De la même façon il ressort des études de terrain conduites à l'automne 1956 dans le Kuh-i-Binalud qu'il y a eu dans le NE de l'Iran plusieurs périodes pluviales prononcées. La preuve en est fournie par le développement morphologique de la vallée du Torgabeh à l'O de Mesched, en particulier par la différence des formations de terrasses de son cours moyen.

Sous le climat aride actuel le Torgabeh remblaié une vieille vallée qui est incisée dans de puissantes masses d'alluvions de couleur principalement brune. Ces masses d'alluvions ont de leur côté comblé une vallée déjà préexistante, située dans le granit des montagnes bordières occidentales du bassin de Mesched. Cette alternance d'érosion et d'accumulation est, en partant du présent, parallellisée avec les phases pluviales Riss et Würm ainsi qu'avec la période chaude intercalée U. Au dessus de la masse d'alluvions brune (Torgabeh II) se trouve une

terrasse plus haute mais fortement érodée (Torgabeh I), qui se compose de produits résultant des actions météoriques, de couleur rouge. Leur formation est rapportée à une époque chaude O. A l'intérieur du bassin de Mesched les dépôts les plus anciens sont les plus profonds: suite des processus permanents d'enfoncement à l'intérieur du fossé du Chorassan. Aux deux terrasses d'accumulation du cours moyen correspondent les restes de deux terrasses rocheuses du cours supérieur.

Les restes, reconnus par vue aérienne, d'un vieux réseau hydrographique fossile sur le versant NE du Kuh-i-Binalud rendent vraisemblable l'acceptation de phases pluviales Günz et Mindel avec intercalation d'une époque chaude I.

Le triple étagement des terrasses de Torgabeh II indique l'existence d'intervalles avec un débit des fleuves croissant, pendant le pluvial Würm. L'augmentation de cette humidité ressort entre autres également des formations de solifluction sur le versant S de l'Elbourz et le versant E du Zagros.

# **Etudes sur quelques cailloutis fluviatiles actuels des Pyrénées Orientales et du Massif Central**

Par

J. TRICART, Strasbourg

La genèse des formations détritiques grossières fait l'objet de peu de travaux, ce qui fait que l'interprétation des cailloutis anciens n'a guère progressé. Or, les galets, plus fragiles que les sables, s'adaptent beaucoup plus vite au milieu de transport. Les études faites sur leur façonnement montrent qu'ils s'usent surtout sur les 5—10 premiers kilomètres de leur transport et ne se modifient ensuite que très lentement, alors que le charriage d'un sable sur 500 ou 1000 kilomètres de fleuve ne suffit pas à lui imprimer une morphoscopie bien typique. Une meilleure connaissance de la genèse des cailloutis peut donc nous offrir un outil particulièrement précis de reconstitution paléogéographique, comme nous l'avons montré avec J. VONFELT à propos des conglomérats oligocènes de la bordure des Vosges (14). Mais ce n'est pas tout. Les nappes de galets, s'adaptant rapidement aux conditions ambiantes, nous aident à analyser ces conditions. Elles peuvent servir très utilement dans les études de dynamique actuelle.

C'est ce qui nous a incité à continuer les recherches entreprises sur le Var (17). Nous avons eu en vue de préciser à la fois l'usure progressive du matériel vers l'aval et les variations de composition des nappes alluviales en fonction de la nature géologique des régions traversées. C'est pourquoi nous avons choisi des cours d'eau qui sortent d'une région cristalline ou métamorphique et traversent ensuite des formations sédimentaires de nature bien différente. Le Lot, le Tarn, la Dourbie dans les Causses, l'Ardèche dans les Cévennes, le Têt, le Tech, l'Agly et l'Aude dans les Pyrénées orientales présentent des conditions particulièrement favorables.

## **A. Méthode d'étude**

Les travaux préliminaires sur le Var ont permis de fixer la méthode d'étude, qui a été rendue aussi simple que possible, comme il convient en une phase initiale des recherches où la confrontation de résultats plus nombreux est préférable à une précision plus grande mais exigeant beaucoup de temps.

Nous avons choisi des points approximativement équidistants le long des vallées, à intervalles rapprochés (5 à 10 km), afin d'y comparer les caractères des nappes de galets encombrant le lit fluvial. Tout le travail de terrain a été fait au printemps de 1955, quelques mois seulement après des crues très violentes (janvier 1955) qui ont fortement brassé les alluvions. Il fut ainsi très facile de n'étudier que du matériel frais, actuellement travaillé par les eaux.

En chaque point, les observations ont été faites sur les divers bancs rencontrés afin d'éliminer les variations importantes de banc à banc décelées dans le Var. Elles ont comporté:

— La détermination de la composition pétrographique. Nous nous sommes limités aux grandes catégories de roches: calcaires, granites et granulites (groupés ensemble), gneiss, schistes cristallins ou sédimentaires, quartz etc... pour deux raisons: diminuer le risque des erreurs de détermination, toujours grand lorsqu'on ne peut faire qu'un examen rapide de terrain; diminuer le nombre de galets à compter en chaque point. Les statistiques ont porté, pour chaque catégorie, sur 200 à 500 individus suivant que la composition était plus ou moins variée. Afin de tenir compte de l'influence considérable de la dimension, les comptages ont été faits dans diverses classes dimensionnelles: 4-6 cm, 10 à 15, 20 à 30 et dans certains cas 50 et 100 cm. Les deux opérateurs ont alterné afin d'éliminer le coefficient personnel dans les déterminations rapides. La comparaison des résultats s'est avérée satisfaisante.

— La détermination du centile en chaque station d'étude de la composition pétrographique, suivant la méthode CAILLEUX ET TRICART.

— L'analyse morphoscopique de lots de 100 galets de 4 à 6 cm de quartz, calcaire et granite à grain fin ou moyen, avec mesure de l'aplatissement et de l'émoussé et étude fréquentielle des coefficients. La dissymétrie, en effet, s'est révélée de peu d'intérêt pour les galets fluviatiles. Malheureusement, le manque de temps et la difficulté de transport des échantillons a limité ces analyses: nous avons dû renoncer à étudier les galets de dimensions supérieures et à faire des prélevements en chaque station. L'analyse morphométrique a donc été utilisée surtout comme un contrôle.

Nous analyserons successivement la composition pétrographique des nappes de cailloutis puis le façonnement des galets qui les composent. Enfin, nous dégagerons quelques conclusions d'ordre général, qui faciliterons, nous l'espérons, l'interprétation des cailloutis fluviatiles anciens.

## B. Composition pétrographique

Contrairement à ce qu'on admet trop souvent en vertu d'une logique simpliste, la composition pétrographique d'une nappe alluviale n'est pas le pur reflet de celle du bassin dont elle provient. La nature des affleurements n'est qu'un élément. Elle offre un certain potentiel, mais qui est fort loin d'être toujours réalisé: par exemple le Paraguassu (Brésil, état de Bahia), traverse, dans son haut bassin montagneux, des roches métamorphiques, des grès et quartzites, des calcaires. Les versants sont très raides avec de nombreuses corniches rocheuses. Or, on ne trouve dans son lit que de très rares petits galets de quartz. Il charrie, pour plus de 99 %, des sables, même au pied de parois calcaires. C'est que le climat

tropical semi-humide fait prédominer l'altération chimique et que l'évolution des versants ne libère pratiquement pas de débris grossiers pouvant se transformer en galets. Dans les mêmes conditions topographiques, une rivière française en transporterait de nombreux, de nature pétrographique variée.

La composition pétrographique d'une nappe alluviale dépend essentiellement:

– Des apports provenant des versants, qui sont eux-mêmes fonction de l'interaction entre la nature lithologique de ce versant et les processus d'érosion, influencés par la pente, le climat et la végétation, qui s'exercent sur lui.

– Des remaniements de nappes alluviales anciennes dans le fond de vallée (sapement de berges entaillant des terrasses), voire même le fond du lit (nappe alluviale ancienne en cours d'entaille).

– Des apports provenant de l'amont lointain, dont les éléments se modifient peu à peu en cours de transport, soit par usure, soit par triage, comme nous l'avons montré à propos du Var.

Ces trois facteurs varient considérablement de l'amont vers l'aval des cours d'eau: un éboulis ou un éboulement, léché par le courant, fournit une grande quantité de la roche qui forme le versant. Les sapements de terrasse sont toujours localisés également. Lorsque les nappes alluviales ont été mises en place sous l'effet d'oscillations climatiques, comme c'est généralement le cas en France, la composition de leur matériel diffère de celle des transports actuels et modifie le spectre pétrographique des bancs de galets du lit situés en aval. Enfin, comme nous l'avons montré à propos du Var, le comportement des diverses roches en cours de transport varie. Avec l'éloignement de leur source, la proportion des roches moins fragiles et moins altérables se renforce au détriment de celle des autres.

C'est pourquoi, avant d'étudier les variations du spectre pétrographique vers l'aval, nous examinerons d'abord les relations entre la dimension des galets et la composition pétrographique.

### *1<sup>o</sup> Dimension et composition pétrographique:*

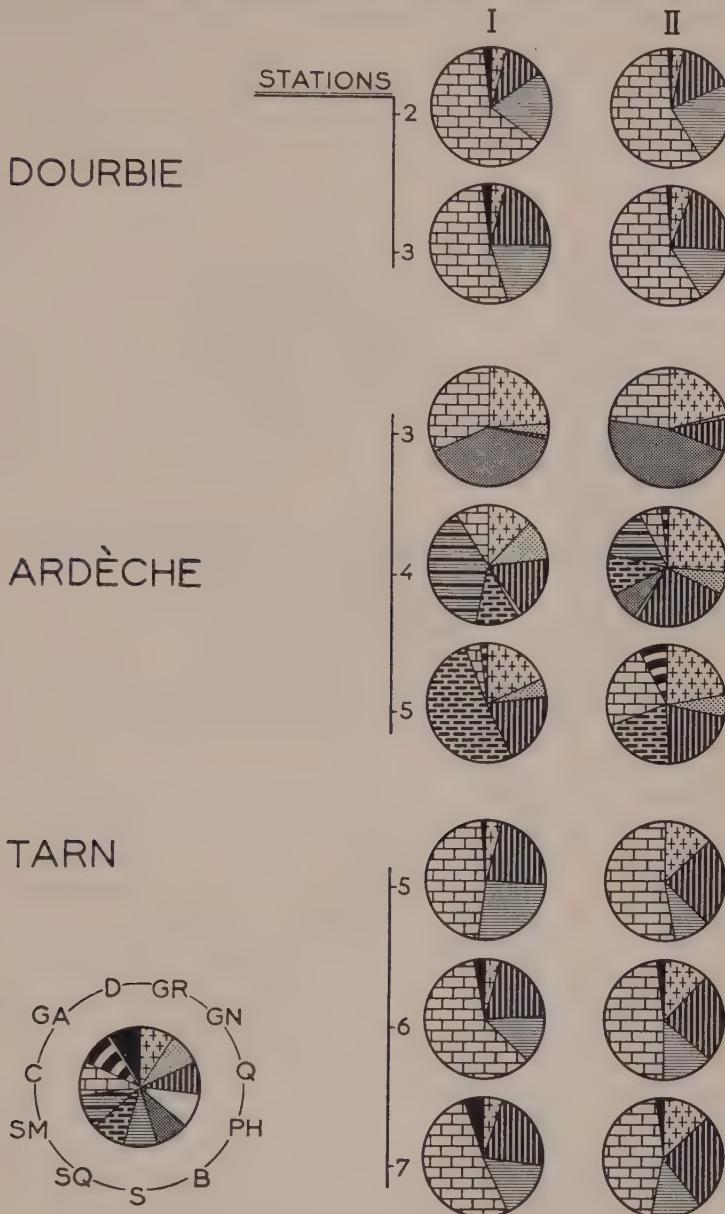
La proportion d'une même roche aux diverses dimensions est essentiellement fonction des modalités de sa fragmentation et de la texture de ses affleurements. Chaque roche est caractérisée par une certaine taille, ou, toutes choses égales par ailleurs, sa proportion dans le spectre tend à être maxima.

Par exemple, les quartz qui proviennent des gneiss et des schistes cristallins sont généralement issus de filons de faible épaisseur ce qui exclut, à l'origine, les gros éléments. On les trouve surtout aux petites dimensions. Par contre, lorsque des filons de quartz sont postérieurs au métamorphisme et recoupent les roches, leur épaisseur est plus grande. Lorsqu'ils ne sont pas trop écrasés par la tectonique, ils peuvent émettre des fragments de bonne dimension. Les courbes de la proportion des galets quartzeux en fonction de la taille reflètent, ainsi les conditions de mise en place des filons. Elles se classent en deux types extrêmes:

a) Les courbes descendantes (décroissance de la proportion avec l'accroissement de la dimension) sont caractéristiques des roches où le quartz s'est mis en

(\*) Les études sur le terrain ont été faites en compagnie de J. VOGT, qui a fait les mesures avec nous, et de H. VOGT et J. P. SCHWOBTHALER qui nous ont assisté. Les mesures morphométriques sont de H. VOGT. Que tous trois trouvent ici l'expression de notre reconnaissance, ainsi que le CNRS qui a facilité matériellement cette étude.

place lors du métamorphisme et forme des filonnets minces. Les fragments initiaux présentent alors un maximum à la taille de 10—15 cm. Sous l'effet de l'usure et de



GR = Granite, GN = Gneiss, Q = Quartz, PH = Phyllades, B = Basalte, S = Schistes, SQ = Schistes quartzeux, SM = Schistes micaces, C = Calcaire, GA = Gres & Arkoses, D = Divers

la fragmentation due au transport, ils se transforment assez rapidement en galets de 4 à 6 cm car ces filonnets sont généralement écrasés et fragiles. Dans la zone d'affleurement, la courbe montre généralement un maximum à la taille de 10-15 cm qui se déplace, en quelques kilomètres, vers la dimension de 4-6 cm. Le Tarn à la sortie de la région cristalline est bien typique à cet égard (station 1).

b) Les courbes ascendantes ou en cloche à maximum élevé, correspondent à des régions où les filons postérieurs au métamorphisme sont nombreux. Plus épais, ils sont aussi plus massifs. Les débris initiaux sont de taille supérieure: 20 à 30 cm ou même 50 cm, 1 m. Ils sont aussi plus compacts, présentent moins de faiblesses et se fragmentent plus malaisément. L'Ardèche au pont d'Aubenas (station 1) montre un maximum à la taille de 20-30 cm et même une proportion appréciable de quartz encore à celle de 50 cm.

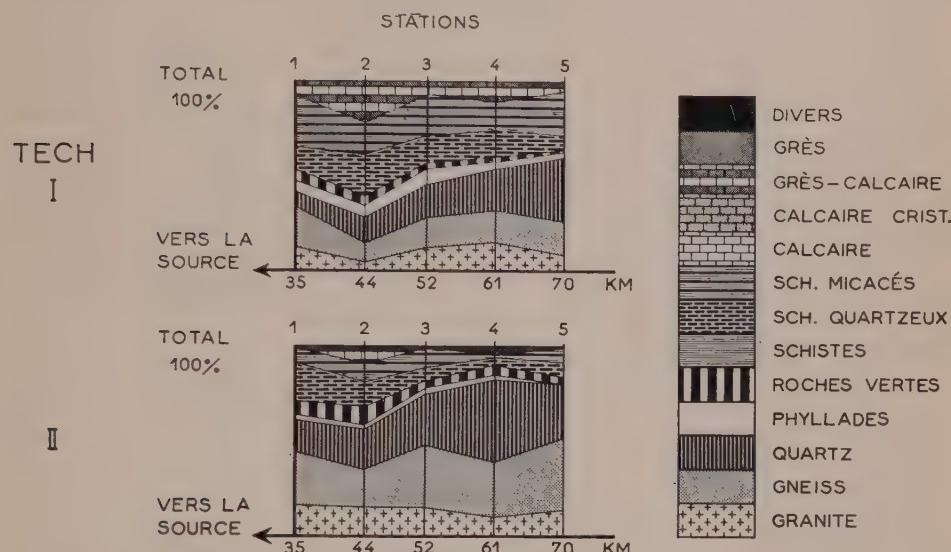
Les granites ont une répartition dimensionnelle qui est avant tout fonction de la densité des diaclases qui les traversent. Les courbes ascendantes prédominent (Tarn, station 1; Têt, station 1; Tech, station 1 etc.). Parfois, les granites forment même de très gros blocs. Par exemple, à St. Ahon, sur l'Allier, ils atteignent la proportion de 95 % à la taille supérieure à 50 cm. A Chapeauroux, dans le lit du petit affluent qui descend de la Margeride, on observe de nombreux blocs de 1 à 2 m. Il s'agit d'ailleurs de produits de décomposition sur place et d'apports de solifluxion périglaciaire que les eaux sont bien incapables de transporter. Lors de ses crues les plus violentes, comme en janvier 1955, l'Allier à St. Ahon a fait cheminer les blocs jusqu'à la taille de 1-1,2 m. Lorsque les apports de versant ont une taille supérieure, ils restent dans le fond du lit où ils forment un pavage jusqu'à ce que les processus d'altération et de fragmentation les aient réduits à une taille inférieure à la compétence du fleuve, ce qui est généralement très lent. La libération d'éléments très gros par le granite de Chapeauroux a une grande importance géomorphologique: seul l'Allier peut à peu près les évacuer. Cela n'entrave donc pas l'incision de son lit. Ils contribuent seulement à le maintenir en pente raide par suite du fort courant nécessaire pour les transporter. Par contre, sur le flanc oriental de la Margeride, ils contribuent à bloquer efficacement la reprise d'érosion quaternaire des petits affluents, comme celui de Chapeauroux. Grâce à cela persistent, à peu de distance de l'Allier, des formes tertiaires perchées.

Les granites fortement écrasés, par contre, libèrent aussi des fragments de petite dimension. Sur la Dourbie, à Cantobre (station 1), on rencontre 5 % de granites à 4-6 cm contre seulement 2 % à 10-15. Sur l'Agly, au pont de Caramany, dans la zone fortement tectonisée des Pyrénées orientales, la courbe des granites est régulièrement décroissante. Mais il s'agit là d'un fait rare. Dans les régions où les granites ont subi des vicissitudes diverses (batholithes avec nombreuses zones de broyage, par exemple), la courbe est plus irrégulière et présente une répartition plus variée. Un bon exemple en est offert par l'Ardèche à Aubenas (station 1).

Les gneiss ont un comportement peu différent des granites. Certains d'entre eux libèrent essentiellement de gros blocs, très résistants, comme les gneiss oeillés de la Têt. A la station 1, leur courbe est régulièrement croissante comme celle des granites. Ils atteignent 2 et même 3 m de long. Ailleurs, la foliation diminue la proportion des très gros éléments: à Aubenas, sur l'Ardèche, alors que

les granites ont leur proportion maxima (65 %) au dessus de 0,5 m, les gneiss présentent la leur à la taille de 20—30 cm (15 %) et ne forment plus que 4 % à plus de 0,5 m. Mais, en règle générale, cette décroissance finale de la courbe liée à la foliation n'apparaît que pour les dimensions supérieures à 50 cm, ce qui correspond bien aux observations que l'on peut faire sur la texture des gneiss: la foliation ne sépare qu'exceptionnellement des bancs de moins de 0,5 m.

Les basaltes ont une répartition dimensionnelle commandée par les conditions de refroidissement, qui influencent directement le réseau de fentes de



retrait. La structure en prismes est défavorable aux fragments de grande taille car les prismes se rompent en tranches d'une épaisseur peu différente de leur diamètre. Une trentaine de centimètres est la plus fréquente. Par contre, les coulées massives ont des joints espacés qui libèrent de gros blocs. Suivant la texture, les basaltes présentent un maximum de fréquence vers 20—30 cm (prédominance des couches prismées comme sur l'Allier à St. Ahon) ou aux grandes tailles. L'Ardèche à Aubenas montre un mélange des deux variétés.

Les roches sédimentaires sont influencées d'une part par leur texture (épaisseur des bancs, espacement des diaclases), d'autre part par leur friabilité, généralement supérieure à celle des roches magmatiques, principalement leur comportement vis à vis du gel, agent de fragmentation primordial de la zone tempérée. Le jeu de la texture joue principalement, comme pour les roches magmatiques, pour les matériaux résistant bien à la fragmentation et qui fournissent des quartiers de roches se détachant par élargissement des joints et diaclases (macrofragmentation suivant J. TRICART). Au contraire, la microfragmentation libère des débris de taille variée. Le faciès pétrographique, qui nous a nécessairement servi de critère, joue moins que la texture, très variable d'un couche à l'autre même lorsque la nature pétrographique ne change guère. Nos catégories pétrographiques sont donc hétérogènes, un peu comme dans le cas des quartz.

Les calcaires, particulièrement abondants dans les régions étudiées, sont de texture très diverse. Fortement consolidés, comme les calcaires paléozoïques de la haute-Aude, ils montrent des courbes légèrement ascendantes (station 2), mais d'allure assez indécise pour que des irrégularités apparaissent fréquemment (station 3). Dans les couches tabulaires, moins compactes, seuls certains horizons particulièrement massifs résistent à la microfragmentation et s'éboulent par quartiers lorsqu'ils sont mis en porte-à-faux. Ils libèrent de gros blocs alors que le reste fournit une pierraille de dimensions variées. Ce mélange apparaît particulièrement bien dans la vallée de l'Ardèche à Vogüé (station 2). Les calcaires friables et en bancs minces donnent une courbe décroissante de 4—6 cm à 20—30 cm tandis que les calcaires massifs, résistants, du Jurassique supérieur, qui forment des corniches se retrouvent sous la forme d'un maximum à la taille supérieure à 50 cm. Le long de la Dourbie, ils s'éboulent en quartiers de roche de 3 à 5 m qui ne sont pas transportés par la rivière, de sorte qu'ils n'apparaissent pas dans notre analyse. Mais, en général, les calcaires subissent la microgélivation et donnent des courbes descendantes. Les stations 3 de la Têt, 1 de l'Agly, en sont d'excellents exemples. Sur l'Aude, l'allure de la répartition dimensionnelle des calcaires à Usson et à Trèbes est particulièrement significative. A Usson, les calcaires paléozoïques, légèrement métamorphisés, donnent une courbe ascendante alors qu'à Trèbes ceux de la couverture méso — et cénozoïque, plus friables, donnent au contraire une courbe très fortement descendante.

Les schistes très légèrement métamorphisés ou sédimentaires, sont généralement fragiles. Ils libèrent des fragments de faible dimension et qui se réduisent aisément. Leur proportion est presque toujours faible aux grandes tailles. Elle diminue parfois aussi, dans les régions d'affleurement, aux petites du fait de la rapide pulvérisation des plus petits éléments. Le type de courbe qui tend à prédominer est donc la courbe en cloche avec un maximum vers 10—15 cm. Aude (station 1), Têt (station 1), Tarn (station 1), Ardèche (station 4) en sont d'excellents exemples.

Ainsi chaque roche, sous un climat où la fragmentation est assez intense pour faire prédominer l'érosion mécanique, fournit des débris présentant un certain maximum granulométrique. De la sorte, le spectre granulométrique, à une dimension donnée, reflète les modalités de la fragmentation dans les diverses roches du bassin. Comme nous allons le voir, il varie plus avec la dimension considérée qu'avec la répartition des affleurements dans le bassin d'alimentation.

## *2<sup>o</sup> Spectre prétrigraphique et nature lithologique du bassin:*

La comparaison des spectres pétrographiques et de la nature lithologique des bassins d'alimentation est des plus intéressantes. Elle fait ressortir des différences considérables qui s'expliquent par divers facteurs:

— L'intervention de l'érosion chimique et de l'altération joue un très grand rôle. Une partie seulement du calcaire érodé se retrouve dans les bancs de galets de la rivière. Le reste, souvent la plus grande part, est évacué à l'état dissous. Les roches cristallines soumises à l'altération chimique, se décomposent en arènes. De la sorte, le matériel fourni aux cours d'eau est essentiellement sableux. Par contre, les filonnets de quartz qui les traversent résistent fort bien, sous climat tempéré, à l'érosion chimique. Ils se retrouvent à peu près entièrement sous forme de galets

dans les nappes alluviales. Une altération chimique poussée tend à faire croître ainsi la proportion de galets quartzeux aux dépens des galets cristallins. Or, l'importance relative de l'altération chimique et de la fragmentation mécanique varient en fonction des systèmes morphoclimatiques. Par exemple, sous climat froid, l'altération des roches cristallines est des plus réduites, la fragmentation mécanique est, par contre, intense. La proportion de galets cristallins par rapport aux galets de quartz est très élevée, proche de celle qui s'observe dans la roche en place. Sous climat sec et chaud, comme dans la zone sahélienne du Soudan, le quartz résiste tandis que granites et gneiss sont réduits en arène par la combinaison de l'altération et de la désagrégation granulaire. Les nappes de galets sont en effet siliceuses, comme les terrasses quaternaires des environs de Bourem et de Gao.

— La compétence des cours d'eau intervient également, du fait de l'influence de la dimension sur la composition du spectre pétrographique. Si la compétence du cours d'eau est faible, il ne remue que la partie la plus fine des débris qui lui arrivent des versants ou qui se forment dans son lit même. De la sorte, la proportion des roches qui se présentent surtout aux faibles dimensions se trouve renforcée au détriment de celles qui restent en gros blocs. Par exemple, bien que les granites affleurent assez largement dans le bassin supérieur de la Dourbie, ils forment une très faible fraction des galets de cette rivière à Cantobre (station 1). Les quartz sont beaucoup plus abondants. La forte arénisation des granites de l'Aigoual n'est pas seule en cause: les schistes, également, d'altération facile, sont bien représentés. Une grande partie des débris granitiques qui arrivent des versants ne sont pas transportés jusqu'à Cantobre parce qu'ils sont trop gros, tandis que les débris schisteux, plus fins, le sont. La proportion des schistes est ainsi accueillie au détriment de celle des granites.

— La vitesse de fragmentation entre aussi en ligne de compte, ainsi que l'importance des processus mécaniques sur les versants. Une roche qui alimente, par exemple, un éboulis de gravité longé par le cours d'eau, fournit une forte charge alluviale grossière. Ses débris forment une importante fraction du spectre pétrographique. Une roche qui se fragmente mal, comme certains calcaires dolomitiques de la gorge de la Dourbie, et qui ne s'éboule qu'en quartiers outrepassant la compétence de la rivière, n'apparaît pratiquement pas dans le spectre. Elle ne s'évacue, dans ce cas, qu'à l'état dissous. De même, les roches propices à la conservation de pentes raides, instables, où le cheminement des débris est aisément contribuent beaucoup plus à l'alimentation des nappes alluviales. Par exemple, dans le canyon du Tarn, en de nombreux endroits, des murettes établies sur des éboulis ordonnés périglaciaires, s'écroulent du fait de leur abandon. La formation de pente se remet en marche. Il arrive ainsi une certaine quantité de calcaires marneux en petits éléments dans le lit du Tarn. Or, vitesse de fragmentation et processus de transport sur les versants varient considérablement en fonction du climat. Ils ont subi des modifications considérables, en France, depuis le Tertiaire, du fait des oscillations climatiques. Ils contribuent, pour une part essentielle, à expliquer les différences actuelles entre les alluvions des diverses zones morphoclimatiques.

Ces notions sont mises en valeur par certaines de nos mesures, bien que la méthode employée soit des plus grossières. En effet, il aurait fallu que nous puissions effectuer des analyses granulométriques complètes des cailloutis avec sépa-

ration pétrographique à chaque dimension pour pouvoir comparer utilement la composition du bassin et celle des alluvions en fonction de la taille des galets. L'existence d'éléments de plusieurs décimètres aurait exigé le criblage de tonnages considérables, impraticable. Force nous fut donc de faire une moyenne, non pondérée, des pourcentages recensés aux diverses tailles pour les diverses roches, et de la comparer aux pourcentages des affleurements des diverses roches du bassin. Il n'a pu être tenu compte ni de la couverture végétale ni des pentes. (\*)

Il n'en reste pas moins que cette comparaison est suggestive: elle mérite d'être poursuivie et améliorée.

### *3<sup>o</sup> Evolution du spectre pétrographique vers l'aval:*

Les modifications du spectre pétrographique vers l'aval sont provoquées par le jeu de trois facteurs:

a) Les phénomènes de dilution du matériel venu d'amont dans les apports locaux, provenant des versants, des remaniements dans le lit, des confluences. Cette dilution est fonction de l'activité morphogénétique du secteur considéré: un tronçon de vallée dont les versants, sont vivement attaqués par l'érosion fournit beaucoup de matériel dans lequel se dilue fortement celui qui vient de l'amont. La confluence d'un tributaire très chargé en galets et dont le bassin est de nature différente de celle du cours d'eau principal peut modifier considérablement le spectre pétrographique des alluvions. Un exemple de ce processus nous est fourni par l'Ardèche. La station 4 est située immédiatement en aval du confluent du Chassezac, dont le matériel a été étudié à la station 5. La comparaison des stations 3 et 4, compte tenu des faibles modifications qui se produisent dans le lit même de l'Ardèche, montre donc l'influence de cette confluence. Le principal apport du Chassezac consiste en schistes cristallins. Rares dans l'Ardèche (il n'y en a plus à Chauzon, st. 3), ils sont, au contraire très abondants dans le Chassezac, surtout aux petites dimensions car il s'agit d'une roche fragile, rapidement cassée en cours de transport. Cet apport massif a pour corollaire une chute brusque des pourcentages d'autres roches, typiques de l'Ardèche, après la confluence: les basaltes de 10 à 15 cm tombent de 46 à 8 %, les calcaires de 4—6 cm de 32 à 10 %. Il est bien évident que seuls les pourcentages sont affectés et que la masse totale des galets de calcaire et de basalte n'est modifiée en rien par la confluence. Mais il est presque impossible de l'évaluer et nous sommes obligés de fonder nos études sur des pourcentages, très fortement influencés par ce mécanisme. Là où est faite la mesure, l'influence des alluvions du Chassezac est prédominante dans le spectre pétrographique en aval du confluent: la proportion de schistes cristallins, élément caractéristique, est presque analogue aux stations 5 et 4. Dans l'ensemble, le spectre de la station 4 ressemble beaucoup plus à celui de la station 5 qu'à celui de la station 3 (fig. 1). Il serait faux d'en déduire que les apports du Chassezac sont supérieurs à ceux de l'Ardèche: l'étude du terrain montre le contraire. Le fait s'explique autrement. Les mesures ont été faites trop près du confluent pour que le brassage des deux masses alluviales soit déjà réalisé. Il se trouve que la partie superficielle des bancs de galets du lit de l'Ardèche correspond à une nappe de matériel provenant essentiellement du Chassezac, ce qui s'explique, par exemple,

(\*) Le résultats détaillés de cette étude sont sous presse dans la Revue de Géomorphologie Dynamique, VIII, 1957.

Le Chamezac a eu une telle portée en amont à l'Ardèche où, encore, si, lors de la dernière crue, la dévase de l'Ardèche a été antérieure à celle du Chamezac. Dans ces conditions, le Chamezac transportait encore des galets en abondance quand l'Ardèche n'en déplaçait plus guère et lui se sont superposés aux bancs encaissés de matériel ardéchois. Cette particularité du transport fluvial, très fréquente car nous l'avons déjà rencontrée sur le Var, fait que, dans une coupe, il y a souvent superposition de bancs de composition pétrographique différente sans qu'il y ait lieu d'érosion des changements de cours ou de configuration du terrain.

Un exemple de modification brusque de la composition des alluvions sans confluence nous est offert par la Dourbie entre les stations 2 et 3 (St. Véran et

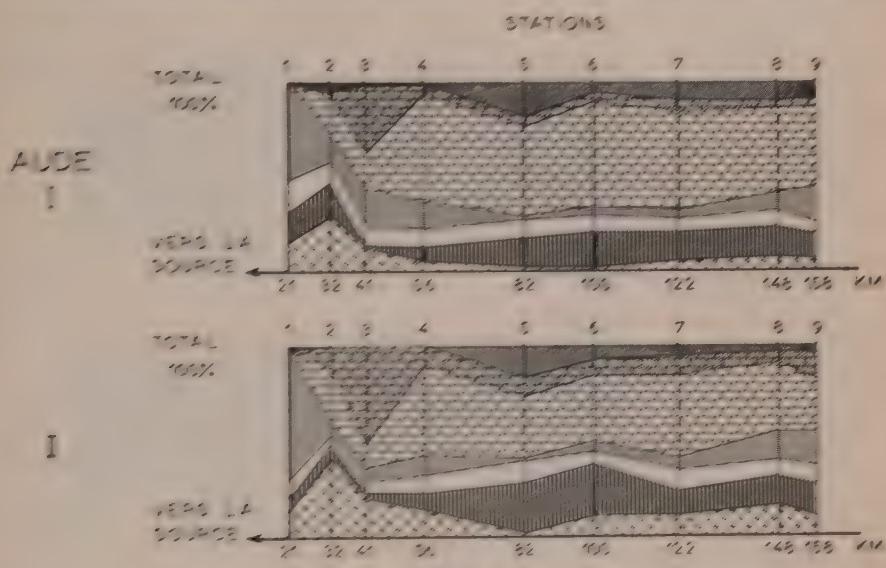


Fig. 1

La Provence. Les petits galets de calcaire baissent de 63 à 53 % tandis que ceux de quartz augmentent de 11 à 21, les autres roches n'étant pas affectées (fig. 2). Entre ces deux points, la Dourbie traverse de petits bassins, mais sans aucun terrasse nettement visible. Il faut donc admettre que les remaniements ont lieu au fond même du lit. Ils portent d'ailleurs sur un matériel fin, car ils se limitent à la taille de 4-6 cm. Le nouvel apport étant uniquement quartzé, il doit être formé d'un matériel ancien dont les éléments peu résistants à l'érosion ont été éliminés. Il pourra s'agir des formations de cailloux quartzés pliocènes des Causses concentrés dans le fond de vallée par quelque phénomène karstique (courri d'eau souterrain, remplissage de cavité ou de grotte etc.). Le problème mériterait de nouvelles investigations sur le terrain, que nous n'avons pas eu le loisir de faire.

Le Tarn, entre les stations 6 et 7 (Les Vignes et confluent de la Jonte) montre un phénomène de même nature. La proportion des éléments provenant du manif

ancien remonte dans toutes les catégories, ce qui entraîne un abaissement corrélatif de celle des calcaires, surtout aux petites tailles car les galets cristallins de provenance lointaine se sont amenuisés (fig. 3). Entre les stations 6 et 7, le cours d'eau ne transporte plus actuellement de galets. Même la crue violente de janvier 1955 n'a charrié que des sables. Aucun affluent non plus. Aucune berge sapée attaquant une terrasse. Il faut donc admettre que les galets cristallins ne proviennent pas directement du massif ancien mais sont remaniés d'une nappe occupant le fond du lit. On peut même avancer qu'il s'agit là d'une formation alluviale de climat froid car la proportion de galets granitiques et schisteux, sensibles à l'altération, y est plus élevée que celle du matériel actuel de la station 5, où le transport subi est cependant sensiblement moindre. Les crues plus violentes de fonte

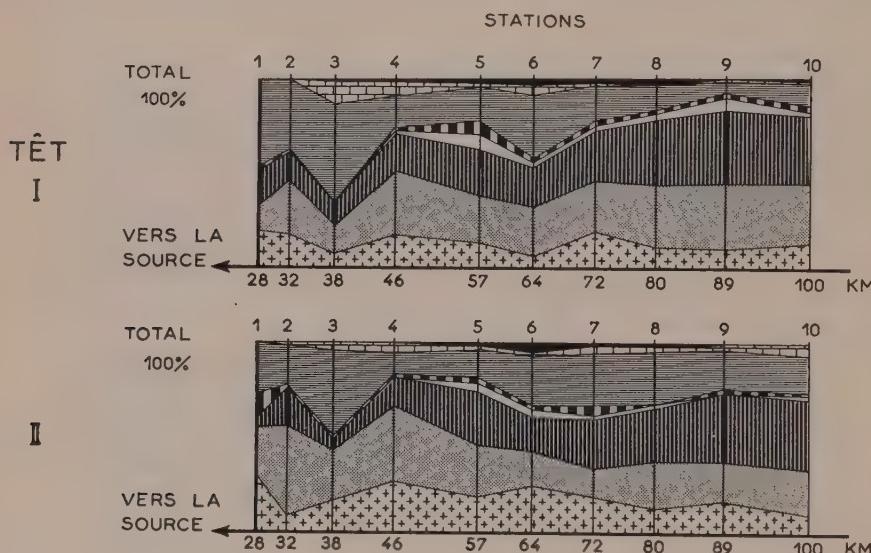


Fig. 2

des neiges devaient également fournir le surcroît de puissance nécessaire à l'entraînement des galets dans le bief intermédiaire où ne circule plus aujourd'hui que du sable.

Dans ces deux cas, des anomalies du spectre pétrographique des alluvions grossières mettent sur la voie d'importants problèmes de géologie: l'existence vraisemblable de poches d'alluvions sous le lit, dans le fond de gorges, peut présenter un grand intérêt pratique pour d'éventuels travaux de génie civil.

b) Les phénomènes d'amenuisement et de triage en cours de transport. Les effets de triage sont mis en évidence par la diminution de taille des galets vers l'aval. Par exemple, sur le Tarn, aucun galet de 20—30 cm n'apparaît plus en aval de la station 3 (Ste. Enimie). Même le matériel calcaire local n'est plus représenté, ce qui montre bien qu'il s'agit d'une diminution de la compétence, ne permettant plus la prise en charge des éléments de cette dimension. Le centile, qui était de 30—35 cm (7—8 kg) à l'entrée des gorges (station 1), ne s'était guère

modifié jusqu'à Ste. Enimie où il est encore de 35—40 cm et 8—10 kg ce qui, compte tenu des variations locales, peut être considéré comme identique. A la station 4, il tombe à 25—30 cm, ce qui interdit de faire une statistique de fréquence sur les galets de 20—30 cm, trop peu nombreux. Sur la Têt, les blocs de plus de 50 cm apparaissent sporadiquement sur quelques kilomètres en aval des confluents de certains torrents. Les galets de 20 à 30 cm deviennent très rares, représentant à peu près le centile, à partir du pont de Millas.

Du fait de l'influence de la dimension sur le spectre pétrographique, les variations de la compétence entraînent des modifications dans la composition globale des alluvions.

La Têt, avec ses nombreux torrents affluents en pente raide, est particulièrement démonstrative à cet égard. A la station 4 (pont de Prades), divers torrents

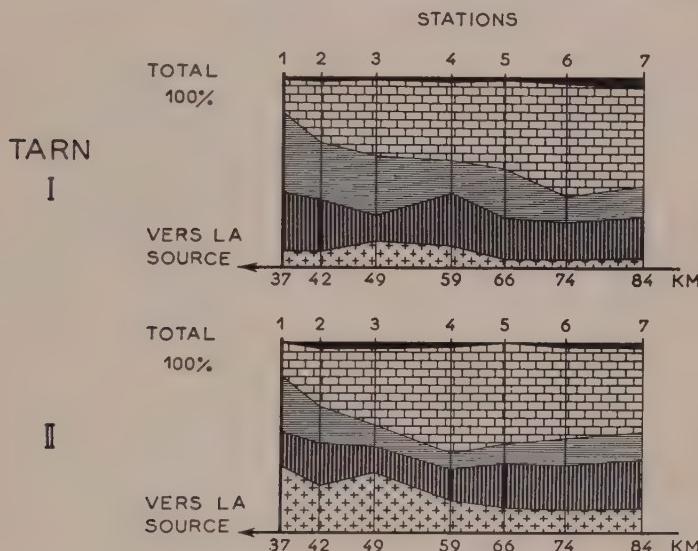


Fig. 3

confluant en aval de Villefranche provoquent une recharge en matériel granitique, et, moindrement, gneissique et quartzé. La proportion moyenne des granites pour les diverses tailles inférieures à 30 cm croît de 15 à 29 %. En tenant compte des blocs, qui réapparaissent de ce fait, on arrive même à 35,5 %. Mais ces gros éléments ne sont pas entraînés bien loin et, à Vinça (station 5), le matériel est beaucoup plus fin. Comme le cortège cristallin est surtout grossier, la seule diminution de taille des alluvions provoque une forte baisse de sa proportion: les granites tombent en moyenne à 16 %, les gneiss de 36 à 26 %. Au contraire, les quartz, du fait de leur plus grande abondance aux petites tailles, voient leur pourcentage moyen passer de 14 à 27 %. Le seul effet de triage dû à la diminution de compétence au sortir d'un bief montagneux en forte pente, suffit à modifier complètement le spectre moyen des alluvions. Une étude pétrographique faite sans référence à la dimension se trouve ainsi complètement faussée: elle est influencée d'une manière indéterminée par le seul jeu des variations granulométriques.

Les phénomènes d'amenuisement revêtent des formes variées:

— L'usure mécanique des galets les uns contre les autres et le râclage des grains de sable à leur surface lorsqu'ils sont immobiles sur le fond, entre deux crues permettant leur mise en marche. Ce mécanisme, classiquement invoqué, semble n'avoir qu'une importance quantitative médiocre. Il retouche la surface des galets mais n'enlève que peu de matière. C'est de lui que résulte l'émussé mais non point la diminution granulométrique vers l'aval. Ce problème sera étudié en détail à propos du façonnement.

— L'altération chimique des galets en cours de transport. Le séjour prolongé dans les eaux du lit est favorable à l'altération d'autant plus que le courant renouvelle sans cesse cette eau. Les galets calcaires subissent une dissolution, effacée par l'abrasion des petites aspérités en résultant par le frottement contre les autres galets et le sable lors des crues. Les galets de gneiss et, surtout de granite et de schistes métamorphiques, subissent une altération des micas qui se traduit par une ferruginisation des plans de clivage favorisant ensuite la fragmentation mécanique. Ce sont naturellement les gros éléments, moins aisément pénétrés, qui résistent le mieux. Ainsi, entre les stations 1 et 3, la proportion des granites de 20 à 30 cm se maintient sur l'Ardèche alors que celle des galets plus petits diminue de plus de moitié. Cela ne peut s'expliquer ni par une diminution de compétence ni par une fragmentation mécanique, qui aurait nécessairement l'effet contraire. Les petits galets de granite sont peu stables, tendent à se désagréger rapidement sous l'effet de l'altération. Lorsque les conditions hydrodynamiques le permettent, les galets granitiques de 20—30 cm peuvent subir, au contraire, dans les rivières tempérées, un transport relativement long avant de disparaître progressivement par un amenuisement engendrant des galets plus petits qui sont, eux, rapidement réduits.

— La fragmentation mécanique des galets, classiquement attribuée à l'effet des chocs. En fait, il est exceptionnel que l'énergie libérée par un cours d'eau soit suffisante pour casser un galet. Lorsqu'un gros bloc retombe sur le fond après un transport en saltation, il est très rare qu'il écrase des galets plus petits car le matériel meuble prête et l'eau amortit le choc. La densité relative des roches usuelles est en effet diminuée de plus de 40 % dans l'eau. Même dans des cascades de plusieurs centaines de mètres de dénivellation, des galets calcaires de 4—6 cm, de résistance moyenne, ont subi surtout des détachements d'esquilles du genre marque de choc. Ils n'ont été fendus que très rarement. Or, même les marques de choc sont très rares sur les galets des cours d'eau sans cascades. Le principal agent de fragmentation est autre: il résulte des clivages préparés par l'altération chimique et des processus mécaniques subaériens que subissent les bancs de galets entre les crues, tout particulièrement la gélivation (J. TRICART [11]). Les roches qui se fragmentent aisément ont des pourcentages qui décroissent rapidement vers l'aval aux tailles élevées, beaucoup moins vite au contraire aux petites car la fragmentation des éléments plus gros fournit des éléments de petites dimensions. Tel est notamment le cas des schistes sur le Tarn. Entre les stations 1 et 5, la proportion des galets de 10 à 15 cm diminue de 30 à 10 %, soit de 3 fois, tandis que celle des galets de 4—6 cm passe seulement de 42 à 26 %, subissant une baisse de seulement 40 %. On n'observe rien de semblable sur les granites moins fragiles.

Le jeu combiné de ces divers facteurs explique les variations extrêmement complexes de la composition pétrographique des alluvions le long des cours d'eau.

Même en ne considérant qu'un matériel de taille donnée (pour éliminer l'influence des variations granulométriques), les variations du spectre pétrographique vers l'aval reflètent en chaque point un équilibre instable entre les apports latéraux et longitudinaux y compris ceux des affluents, les remaniements de terrasses et de nappes alluviales en cours d'entaille, l'amenuisement des galets en cours de transport, variable d'une roche à l'autre. Le nombre des facteurs rend l'analyse statistique particulièrement délicate, ce qui exige le recours à des contrôles aussi nombreux que possible, fondés sur la confrontation avec d'autres observations pouvant nous renseigner sur la dynamique fluviale.

A titre d'exemple, nous avons étudié le façonnement des galets.

### C. Le façonnement des galets

Comme nous l'avons montré à propos du Var, l'étude du façonnement des galets permet de se faire une idée de la part respective des actions de triage, d'usure et d'amenuisement dans l'évolution des nappes alluviales en direction de l'aval. D'une manière générale, la fragmentation diminue l'indice d'émoussé du fait de l'apparition de cassures fraîches qui ont beaucoup de chances de déterminer le plus petit rayon de courbure calculé selon l'indice d'A. CAILLEUX. Au contraire l'usure, le polissage par le frottement mutuel des galets et le passage du sable, la réduction des aspérités par les chocs ou la dissolution, tend à faire croître l'indice d'émoussé. A condition d'être utilisée correctement et d'avoir toujours présente à l'esprit la complexité du problème, la méthode mise au point par J. TRICART et R. SCHAEFFER (13) est un instrument d'analyse de la dynamique fluviale.

Les problèmes que nous nous sommes attachés à discuter ici sont ceux de l'influence du transport sur le façonnement des galets, et des rapports entre le façonnement et la nature lithologique.

Nous avons déjà montré (13) que les galets acquéraient un émoussé appréciable après un très court transport fluviatile. C'est ce qui fait qu'un lot récolté dans la région même où la rivière traverse des affleurements de la roche choisie présente déjà un émoussé caractéristique. Il reste cependant inférieur à celui des galets d'autre nature ayant subi un transport plus long. Dans les reconstitutions paléogéographiques, c'est un moyen éventuel de distinguer les formations dont l'affleurement était tout proche du conglomérat étudié de celles qui se trouvaient plus loin.

Sur l'Allier à Chapeauroux, près de St. Ahon, l'indice d'émoussé médian des basaltes est de 186, celui des granites de 286 et celui des gneiss de 370. Au point étudié, les versants sont formés par des granites couronnés de coulées basaltiques. Mais, en direction de l'amont, les basaltes s'arrêtent au bout de quelques kilomètres tandis que les granites se poursuivent plus loin. Les gneiss affleurent partout à plus de 15 kilomètres de distance. De la sorte, l'émoussé des gneiss est plus élevé. Celui des granites, dont une partie a subi un transport plus long, est intermédiaire et celui des basaltes, locaux, est le plus faible. Mais il est déjà assez fort, au bout de quelques kilomètres seulement de transport, pour atteindre une valeur typiquement fluviatile. L'examen des histogrammes est encore plus révélateur. Tous les galets ayant subi un transport déjà suffisant et la fragmentation étant faible du fait de la résistance de la roche, les gneiss ne comportent

aucun individu d'émussé inférieur à 100 et seulement 4 % inférieur à 200. Par contre, les galets très usés (indice supérieur à 500) sont fréquents (17 %). Les basaltes offrent un histogramme de type opposé: 16 % d'émussés inférieurs à 100 et 58 % en dessous de 200 contre seulement 5 % au dessus de 500. Les granites (20 % en dessous de 200 et 9 % au dessus de 500) ont encore, comme de juste, une position intermédiaire.

Des résultats analogues nous sont offerts par l'Ardèche à Vogüé. Son cours s'établit là au milieu de plateaux calcaires, couronnés peu en amont par des coulées basaltiques. C'est à une quinzaine de kilomètres à l'amont, à Aubenas, qu'elle sort du massif ancien, sur lequel on trouve également quelques restes de coulées basaltiques, mais beaucoup moins étendus que ceux des Coirons. L'indice d'émussé médian s'établit à 358 pour les gneiss, à 235 pour les basaltes et à 240 pour les calcaires, de faciès résistant. On notera combien l'indice d'émussé des gneiss est proche de celui de Chapeauroux. L'Ardèche et l'Allier sont des rivières torrentielles de moyenne montagne, à pente forte, à crues violentes, qui usent leurs galets fortement, dans des conditions analogues. Toutes deux ont une compétence élevée: aux points considérés, le centile s'établit aux environs de 1 m. Les données sont donc concordantes et montrent la valeur de l'indice d'émussé. Basaltes et calcaires, dont le transport est moindre et peu différent ont un émussé plus faible mais égal. Il est intermédiaire entre celui des gneiss et celui des basaltes de Chapeauroux car, ici, les basaltes n'affleurent pas à l'endroit même de la mesure, seulement un peu en amont. Les histogrammes enregistrent fidèlement cet état de choses: la proportion de galets très peu usés (moins de 100) est de 10 % pour les calcaires (en affleurement au point de mesure), de 1 % pour les basaltes, de 0 % pour les gneiss. Celle des très usés (plus de 500) est respectivement de 1 %, 3 % et 15 %.

Le Lot, à Mende, confirme également ces données: les galets de granite, allogènes, ont un indice d'émussé médian de 348, avec 0 % de galets très peu usés et 9 % de galets très usés. Les calcaires, en affleurement, un indice médian de 194, avec 10 % et 1 %.

Par contre, la Loire à Bourbon Lancy, où le matériel vient de loin et a disposé de tout le temps nécessaire pour s'user, montre des indices d'émussé beaucoup plus faibles: médianes de 171 pour les quartz et de 190 pour les granites. Les très peu usés sont abondants (28 et 15 % respectivement). Seul, 1 % des granites a un indice supérieur à 500. C'est que la Loire coule depuis une grande distance dans le fossé d'effondrement où sa pente est beaucoup plus faible. Sa turbulence est moindre et sa compétence médiocre: le centile, à Bourbon Lancy, est seulement de 12 cm. Le brassage moins énergique ne permet pas la réacquisition d'un émussé élevé après fragmentation. Bien que nous n'ayions pas fait de mesures sur le cours supérieur du fleuve, il est vraisemblable que les indices d'émussé y sont nettement plus élevés. Cela s'explique aisément par les conditions hydrodynamiques profondément différentes. Les galets bien usés du cours supérieur disparaissent vers l'aval par dilution énorme dans un matériel local dont les conditions ne peuvent permettre une forte usure. Une partie au moins d'entre eux se fragmente entre temps. Enfin, beaucoup sont réduits en sable.

Cette constation a une très grande importance: sur un cours d'eau suffisamment long, les galets ne montrent pas nécessairement une usure croissante vers

l'aval. L'émussé peut être beaucoup plus élevé dans le cours supérieur montagnard, où le brassage est violent, que dans le cours inférieur de plaine où les frottements sont beaucoup plus réduits.

C'est d'ailleurs ce que nous confirme l'étude des galets du Tarn entre Quérac, à l'entrée des gorges, et Les Vignes, point en aval duquel le transit des galets n'est plus assuré dans les conditions actuelles comme nous l'avons vu plus haut. L'indice médian des quartz passe de 197 à Quérac à 240 à Ste. Enimie et 238 aux Vignes. Celui des granites, aux mêmes points, de 263 à 317 et 299. Il y a donc croissance au début, sur les quinze premiers kilomètres environ, puis stabilisation pour les quartz, légère décroissance pour les granites. La croissance est d'ailleurs lente et faible. Elle est plus accusée dans le cas des quartz, roche résistante, que dans celui des granites, qui s'usent plus aisément et atteignent des émussés plus élevés dès avant le secteur étudié. La proportion des galets de quartz peu émuossés décroît en effet régulièrement vers l'aval: 9 % de galets ayant un indice inférieur à 100 à Quérac, 5 % à Ste. Enimie, 1 % seulement aux Vignes. La diminution légère de l'émussé des granites entre Ste. Enimie et les Vignes ne semble pas fortuite. Elle correspond à une décroissance de la proportion des galets très usés, qui passe de 10 % à Quérac et à Ste. Enimie à 7 % aux Vignes. Il semble que la fragmentation et la corrosion réduisent certains galets et que la diminution de la violence du courant ne permette plus, ensuite, la réacquisition d'un émussé équivalent. La diminution corrélative de la compétence est enregistrée par celle du centile qui passe de 30—40 cm à Ste. Enimie à 15—20 seulement aux Vignes.

Bien que les différentes roches ne se comportent pas de manière très différente, il existe cependant entre elles quelques nuances, que nous n'avions pas encore mises en lumière dans nos études antérieures.

Granites et gneiss réagissent de manière à peu près analogue au milieu fluviatile. L'usure s'acquierte assez rapidement mais plafonne peu de temps. Une diminution de la force du courant se répercute très vite par une baisse de l'indice d'émussé. Il nous semble que cela soit dû à la facilité relative de l'altération chimique sous-aquatique, qui crée des irrégularités à la surface du galet, irrégularités que le courant moins violent ne réduit pas complètement par l'usure. La proportion de galets très usés décroît parallèlement à la taille du centile.

Les calcaires s'usent plus rapidement dès le début, peut-être du fait d'une certaine dissolution superficielle qui élimine rapidement les angles les plus saillants. Même sur l'affleurement, ils donnent des galets fluviatiles relativement bien usés: l'émussé médian des calcaires à Ste. Enimie est déjà de 270. Leur émussé croît plus rapidement jusqu'à la valeur d'équilibre, commandée par les conditions hydrodynamiques, que celui des granites et des gneiss.

Les quartz montrent des caractéristiques opposées. Plus résistants à la corrosion et au frottement, ils s'usent plus lentement. Leur indice d'émussé continue de s'élever vers l'aval alors que celui des granites, par exemple, plafonne déjà ou même décroît. Sur la Dourbie, il croît de 146 près de Nant à 205 à Millau, sur env. 35 km. Par contre, il semble ensuite moins affecté par la tendance à la décroissance, de sorte qu'à l'aval la différence avec les autres roches s'estompe (cf. à Bourbon-Lancy).

Ces différences de comportement expliquent certaines variations dans le spectre pétrographique au cours du transport. Par exemple, sur le Tarn, le rapport quartz-granite se renverse, pour les dimensions de 4—6 et 10—15 cm, au cours de la traversée des Causses. A Quérac, il est légèrement supérieur à 1. Aux Vignes, il atteint 2,8. Or, entre les deux points, il ne semble pas qu'il se produise un remaniement de matériel exclusivement quartzeux dans le lit. La croissance du rapport quartz/granite résulte essentiellement de l'élimination progressive, au cours du transport, d'une proportion appréciable de galets de granite par corrosion et fragmentation.

Les cours d'eau du Roussillon, Têt et Tech, montrent des faits analogues. Sur la Têt, le rapport quartz/granite passe de 0,9 à Amélie les Bains à 1,7 au Boulou et 2,2 à Elne. Le rapport quartz/granite + gneiss varie de manière identique. Sur le Tech, il passe de 0,29 à Thuès à 0,55 à l'Ile sur Tech et à 0,9 à Perpignan.

#### D. Conclusions

Ces diverses observations nous montrent la complexité de la genèse des nappes alluviales. Une nappe alluviale subit, le long d'un cours d'eau, des modifications incessantes dans sa composition comme dans le façonnement de son matériel par suite d'une adaptation ininterrompue au milieu: milieu lithologique, milieu hydrodynamique. Lorsque nous projettons notre connaissance du présent pour reconstituer les conditions du passé, le problème se complique encore du fait de l'intervention d'autres variables: l'évolution du relief, tant du fait des forces externes que de la tectonique, qui modifie les conditions topographiques du façonnement des versants et d'écoulement des cours d'eau, et les oscillations paléoclimatiques qui agissent sur les mêmes éléments. Aussi la plus grande prudence est-elle de rigueur. La meilleure méthode, employée sans un discernement suffisant, ne peut aboutir qu'à des résultats grossiers, voire faux, comme ce fut le cas de certaines mensurations de galets faites sans tenir compte suffisamment de la granulométrie, de la nature lithologique, des conditions de milieu de chaque gisement. Bien que nous ne soyions encore, après une dizaine d'années de recherche qu'au stade préliminaire de notre programme, nous pouvons déjà dégager quelques conclusions de valeur générale sur les alluvions grossières, dans l'espoir qu'elles aideront aux reconstitutions paléogéographiques, si importantes pour la reconnaissance rationnelle des gîtes minéraux alluviaux, et à l'analyse de la dynamique fluviale actuelle, encore si incomplètement connue.

L'indice d'émoussé des galets fluviatiles s'avère une caractéristique du plus haut intérêt. Sa rapidité d'acquisition en fait un réactif très sensible des conditions hydrodynamiques. L'antagonisme fragmentation-usure, déjà mis en lumière antérieurement, fait que l'émoussé ne croît pas nécessairement vers l'aval. Il diminue même fréquemment lorsque le courant s'affaiblit et n'est plus capable de redonner un émoussé aussi élevé celui qui était réalisé avant la fragmentation. La croissance de l'émoussé vers l'aval joue surtout dans les hauts bassins, en montagne, à condition cependant qu'il n'y ait pas de grandes cascades. Lorsque la rivière débouche dans des bassins intramontagneux étendus ou dans les plaines de piémont, il arrive souvent que l'émoussé décroisse au contraire vers l'aval. De la sorte, un indice d'émoussé croissant dans une certaine direction ne signifie pas nécessaire-

ment que cette direction est celle de l'écoulement du fleuve qui a déposé une nappe de cailloutis ancienne. Les critères d'orientation peuvent servir à établir le contrôle.

L'indice d'émoussé, dans une même zone climatique, semble lié directement à la turbulence, qui libère l'énergie utilisée pour réduire les aspérités des galets. C'est pourquoi il varie comme le centile, qui est lui-même l'expression de la compétence. Mais les rapports centile-émoussé sont influencés par le mode d'écoulement: dans les rivières soumises à des écoulements très chargés en boue, du genre lave torrentielle, ou à écoulement très intermittent, du type oued, des indices d'émoussé relativement faibles (médianes voisines de 200) correspondent à des centiles élevés (20 à 50 cm dans les oueds, 2 et 3 m dans les laves torrentielles). Cela s'explique aisément: dans les laves, l'écoulement, très pâteux, a une compétence élevée mais une turbulence faible par suite de sa viscosité et de sa densité. Le frottement générateur de l'émoussé des galets, est médiocre. Dans les oueds, les crues brèves assurent la totalité du transport. Leur violence leur donne une compétence élevée, mais les galets s'usent peu car le frottement des particules plus petites, des sables notamment, et la réduction des arrêtes et aspérités par corrosion ne peut avoir lieu entre les crues, le lit étant à sec. La comparaison entre l'indice d'émoussé et d'autres caractéristiques de la nappe alluviale, notamment le centile et les orientations, peuvent donc donner des indications intéressantes sur le mode d'écoulement lors de la mise en place d'alluvions anciennes ou de congolomérats.

La composition pétrographique d'une nappe alluviale est la résultante d'une combinaison complexe de facteurs. La nature lithologique du bassin n'est qu'un potentiel, réalisé ou non. Que telle ou telle roche cohérente fournit des galets au fleuve dépend du système morphogénétique régnant sur le bassin. Que les processus de fragmentation mécanique soient déficients, que la couverture végétale soit dense et continue, que l'altération chimique, en conséquence, soit intense et les galets se raréfient, même si le relief est très raide. Ainsi, au pied de la Serra do Mar brésilienne (dénivellation de plus d'un millier de mètres sur 10 à 15 km), aucun cours d'eau actuel n'accumule de galets. On arrive à en trouver quelques uns dans les marmites, mais nulle part ils ne forment le moindre banc. Les seuls transports sont sableux. Or, au cours des certaines périodes du Quaternaire, de vastes nappes de cailloutis ont été épandues sur le piémont. Le matériel en est d'ailleurs uniquement quartzé ou quartzitique. Dans certaines conditions climatiques, la morphogénèse est telle que, même au pied de reliefs abrupts, il ne se forme pas d'accumulations de cailloutis. Au contraire, dans d'autres, en milieu tropical sec, en milieu semi-aride ou en milieu périglaciaire, de vastes nappes de galets se forment même dans des régions au relief peu accentué. Tels sont, par exemple, les énormes épandages de cailloutis de la Champagne Humide (11) ou les terrasses caillouteuses dess fleuves de la Côte d'Ivoire méridionale et de la région de Bourem (Soudan).

Cette observation remet en question bien des reconstitutions paléogéographiques, basées sur le principe que les nappes de cailloutis indiquent un relief très accidenté et que l'alternance de dépôts fins et grossiers au pied d'une chaîne de montagnes résulte de la succession de périodes orogéniques et de périodes de calme amenant une réduction plus ou moins complète du relief. Ce que nous savons

de la morphogénèse des pays tropicaux et subtropicaux s'inscrit complètement en faux contre ce postulat. Dans un tel milieu, les sédiments fins correspondent, même au pied de reliefs très escarpés, à des périodes de couverture végétale dense, donc de climat humide, et les formations caillouteuses à des périodes de destruction de cette couverture végétale, généralement du fait de la sécheresse (pluviosité annuelle affaiblie ou accentuation des irrégularités du régime pluviométrique). Le mécanisme est de même nature que celui que nous avons exposé au sujet de la formation des terrasses climatiques du Bassin de Paris (9, 10, 11, 16) et sur lequel a insisté récemment ERHART (5).

Une nappe de cailloutis peut ainsi avoir deux significations bien différentes: sa mise en place peut résulter d'une oscillation climatique (passage d'un système morphogénétique à dominante biochimique à un autre, à dominante mécanique [11, 16]) ou de modifications tectoniques (apparition d'un relief montagnard). En général, les oscillations climatiques sont plus rapides que les modifications orographiques importantes, surtout au Quaternaire: on compte 3 ou 4 nappes de cailloutis plioquaternaires au pied de la Serra do Mar brésilienne. Il serait extravagant d'admettre trois ou quatre orogénèses successives... Beaucoup de nappes de cailloutis ont ainsi une origine morphoclimatique et non tectonique. D'ailleurs, la formation d'une chaîne de montagnes suffisamment élevée pour jouir d'un climat propre, suffisamment plus frais que celui de la plaine pour diminuer assez les processus biochimiques et donner la prépondérance aux processus mécaniques, exige un temps fort long. Nulle part la Serra do Mar brésilienne, qui culmine cependant à près de 3000 m, n'est assez élevée pour atteindre un étage où les cours d'eau charrient des galets en quantité appréciable. L'utilisation des nappes de cailloutis pour l'identification de périodes orogéniques doit donc être faite très prudemment, surtout pour les périodes, comme le Méso- et le Cénozoïque, pendant lesquelles ont régné des climats apparentés aux climats intertropicaux et subtropicaux actuels où ce sont les variations pluviométriques qui commandent la part de la morphogénèse mécanique. Il faudra, auparavant, reconstituer entièrement les conditions de leur mise en place, notamment les conditions climatiques.

Or, la composition pétrographique, comparée à celle du bassin, donne des indices paléoclimatiques importants. Elle est, en effet, fortement influencée par les différences de stabilité des diverses roches dans les divers milieux morphoclimatiques. Par exemple, en climat intertropical sec, les seuls galets que fournit une région de roches cristallines sont quartzeux, les granites et les gneiss étant réduits en sable par la désagrégation granulaire. Il faut atteindre les climats tropicaux franchement arides pour qu'apparaissent des galets de granite ou de gneiss. Les quartz eux-mêmes, en milieu tropical humide, sont peu stables et, lorsque les cours d'eau en remanient de formations anciennes, ils se fragmentent rapidement en sable par ferruginisation des plans de clivage. En milieu tempéré, nous avons vu que les granites et les gneiss disparaissaient progressivement au cours du transport par réduction en sable, ce qui fait croître vers l'aval rapport quartz/granite. En milieu froid, ces roches sont plus stables. Ainsi, près de l'embouchure de la Têt, on trouve sur la plage quelques galets, remaniés probablement des formations flandriennes (8) car ils ne proviennent pas directement de la rivière. Ils auraient ainsi été mis en place lors de la dernière période froide. La proportion

des roches actuellement peu stables y est bien supérieure à celle des alluvions voisines: 54 % de schistes à St. Cyprien contre 31 % dans la Tech et 12 % dans la Têt.

L'étude des formations alluviales doit donc être poursuivie si l'on veut pouvoir tirer des interprétations paléogéographiques correctes des cailloutis et congolomérats. Elle doit être faite dans son cadre géomorphologique qui permet seul de faire la part de facteurs divers et complexes.

### Zusammenfassung

Die Untersuchung der Flusschotter erlaubt die schärfere Erfassung einiger Aspekte der fluviatilen Dynamik und sogar der Abtragungs-Systeme. Als Beispiel sind die Wasserläufe der Pyrenäen und des Zentral-Massivs herausgegriffen worden, die jeweils sedimentäre Becken durchfließen, nachdem sie ein hochgelegenes, kristallines Einzugsgebiet entwässert haben.

Die petrographische Zusammensetzung der Schotterablagerungen unterliegt beträchtlichen Schwankungen zugleich mit der Größe infolge der Art der Gesteinszerlegung. Beispielsweise finden sich Quarzschotter vornehmlich in der Größe 4–6 cm und 8–12 cm wegen der Größe der Quarzgänge, Basalte in Prismen von etwa 20–30 cm usw. Die Zusammensetzung eines Schotterkörpers kann bei einer bestimmten Größe der Schotter vollkommen verschieden sein von einer anderen Probe des gleichen Schotterkörpers, aber anderer Schottergröße. Ebenso deutlich unterscheiden sich die Ablagerungen ihrer Zusammensetzung nach von der Gesteinszusammensetzung ihres Einzugsgebietes. Selbstverständlich liefern die Lokalgesteine keine Schotter; aber auch die festen Gesteine liefern größere oder geringere Mengen, je nach ihrer Beschaffenheit und nach der Art der Abtragung. Quarze zum Beispiel sind dank ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die chemische Verwitterung ungleich häufiger in den Schotterkörpern als die Kristallingesteine, in denen sie doch ursprünglich nur schmale Gänge bilden. Der Prozentsatz der Quarze gegenüber dem der Kristallingesteine gibt eine gute Vorstellung von der Intensität der Verwitterung. Stark geklüftete und zerrüttete Gesteine liefern außerdem mehr Schutt, als die kompakten. So sind zum Beispiel die Wasserläufe, deren Täler mit periglazialen, heute zerschnittenen Schuttkugeln angefüllt sind, teilweise reich an Kalkschottern. Kleine Zuflüsse liefern so sehr häufig einen großen Teil des Schotterbestandes eines größeren Wasserlaufs.

Die Veränderungen der petrographischen Zusammensetzung, die talwärts erfolgen, zeigen die Bedeutung von Umlagerungen aus älteren Terrassen, deren Schotterspektrum von dem des heutigen Flussbettes verschieden ist, die beachtlichen Einlagerungen der Wasserläufe in ihre Zuflüsse, die fortschreitende Verminderung des Anteils bestimmter Gesteine wie der Granite und Gneise infolge der Beanspruchung während des Transports. Die Untersuchung der von Fall zu Fall unterschiedlichen Beziehungen erlaubt es, die Größenordnung dieser verschiedenen Einflüsse in Zahlen zu fassen.

Das Studium der Form der Schotter sichert solche Ergebnisse. Die härtesten Gesteine, wie die Quarze, haben eine Zurundung, die talwärts langsamer wächst als die der Granite. Diese Zurundung wächst nach 30–50 km Transportweg nicht mehr, sondern vermindert sich sogar gelegentlich leicht infolge des Zerbrechens der Schotter und, bei Kristallingesteinen, auch infolge ihrer Korrosion.

Ziel dieser Arbeit ist es, die neuen Forschungsaspekte zu zeigen, die das Studium der rezenten Schotterlager darbietet. Unbedingt sollte der vorliegende Aufsatz, der bewußt auf einen Aspekt der Frage eingeschränkt wurde, ergänzt werden durch die Kenntnisnahme eines anderen, der 1958 in der *Revue de Géomorphologie Dynamique* erschienen ist.

### Summary

The investigation of fluvial gravels enables us to comprehend more correctly some aspects of the fluvial dynamics and even of denudation systems. As an example the river courses of the Pyrenees and the Central Massive have been selected which flow through sedimentary basins respectively after having drained a crystalline catchment area of high level.

The petrographic composition of the gravel deposits varies considerably in accordance with the size influenced by the kind of detrition. There exists an optimum size for every rock. The quartz for example occurs from 4–8 and 8–12 cm due to the frequency of thin sills, the basalt prisms from 20–30 cm. The composition of one dimension may be totally different from that occurring of another one. The lithological composition of gravel deposits too is clearly different from that of the drainage area. The loose rocks of course produce no gravels. But even the solid rocks supply higher or smaller quantities according to their quality and the kind of denudation. Quartzes for example are, due to their resistance to chemical weathering, much more frequent in the gravel bodies than crystalline rocks within which they formed originally only narrow sills. The percentage of the quartzes in relation to that of the crystalline rocks gives a good-idea of the intensity of weathering. Moreover strongly jointed and shattered rocks produce more debris than the solid ones. For example the water courses the valleys of which are filled in with periglacial, recently dissected talus fans are in part abundant in calcareous gravels. This way small tributaries supply very frequently a considerable proportion of the gravel load of a bigger water course.

The variation of the petrographic composition, occurring downstream, shows the significance of redepositions of more ancient terraces, the gravel spectrum of which is different from that of the recent river bed, the considerable depositions of both river courses into their tributaries, the increasing reduction of the proportion of certain rocks like granites and gneisses according to the detrition during the transport. The investigation of the relations, different as the case may be, makes it possible to express the range of magnitude of these different influences by figures.

The study of the shape of the gravels veryfies such results. The hard est rocks like quartz show rounding which increases downstream slower than that of the granites. This rounding intensifies after 30–50 km of transport not any more, but diminishes even sometimes slightly by the crushing of the gravels and, as to crystalline rocks, by their corrosion too.

The aim of this paper is to show the new aspects of investigation which the study of the recent gravel deposits presents. The submitted paper having been restridited intentionally to one aspect of the question ought to be supplemented by the study of another treatise having been published in the *Revue de Géomorphologie Dynamique* in 1958.

*L'Allier (Chapeauroux)*

Granite				Quartz				Basalte				Micaschistes				Divers			
I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
34	33	68	95	8	3			35	52	30	4	22	11	2	1	1	1	1	

Légende du tableau 1 (Variations de la composition pétrographique)

Les stations sont figurées sur les profils longitudinaux

Les chiffres romains renvoient aux catégories dimensionnelles:

I: 4-6 cm, II: 10-15 cm, III: 20 à 30 cm, IV: 50 cm

*Tarn*

	Granite			Quartz			Schistes			Calcaire			Divers		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	8	35	48	31	18	13	42	30	15	18	17	24	1	E	
St. 2	8	25		27	22		30	19		33	31		2	3	
St. 3	13	32	41	14	14	16	31	11	5	41	40	36	1	3	2
St. 4	11	17		28	17		17	8		42	56		2	2	
St. 5	4	13		22	24		26	10		47	53		1	E	
St. 6	4	12		20	24		13	14		60	48		3	2	
St. 7	5	13		22	26		16	14		52	46		5	2	

*Dourbie*

	Granite			Quartz			Schistes			Calcaire			Divers (grès)		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	5	2		35	29		30	29		29	39		1	1	
St. 2	4	3		11	15		20	23		63	58		2	1	
St. 3	4	6		21	20		20	15		53	58		2	1	
St. 4	1	5		18	24		11	12		69	58		1	1	

*Lot (Mende)*

Granite		Quartz		Sch. crist.		Calcaire		Grès		Chaille	
I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
7	9	15	2	26	22	50	65	2	2	E	

*Ardèche*

	Granite				Gneiss				Quartz				Phyllades				Basalte			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
St. 1	53	52	46	65	6	3	15	4	2	1	6	1					32	43	31	30
St. 2	17	20	55	75	3	4	6		2	4	3						60	63	31	5
St. 3	24	21	41		3	1	16		1	9	4				1		40	46	21	
St. 4	12	26	50	64	11	6	6	6	17	26	14	7	1	1				8	12	1
St. 5	18	24			5	6			19	21										

	Schist. quartzeux				Sch. micacés				Calcaire				Grès et Arkoses			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
St. 1		1				1		1		5		1				1
St. 2		2				2				17	7	4	20			
St. 3									32	23	16					
St. 4	12	11			38	14	3		10	7	15	22				2
St. 5	53	20							3	22				2	7	

*Aude*

	Granites			Quartz			Phyllades			Schistes		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	15	13	34	16	8	9	17	9	14	52	68	42
St. 2	29	41	49	18	9	1	11	3		16	9	4
St. 3	12	20	28	1	4	1	10	5	9	21	8	9
St. 4	5	14		8	10		9	9		15	10	
St. 5	2	1		16	28		9	11		2	1	
St. 6	1	11		20	28		8	6		5	5	
St. 7	5	11	3	16	13	66	6	10	4	5	6	1
St. 8	7	16		17	16		8	8		10	15	
St. 9	6	10		14	18		5	9		20	18	

*Aude*

	Calcaire			Calc. crist.			Grès		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1							1		
St. 2	21	27	30		3	11	16		4
St. 3	18	11	21		37	52	32		1
St. 4	58	48			5	9			1
St. 5	47	33			6	10		18	16
St. 6	56	35			4	8		6	7
St. 7	52	44	10		6	10	2	10	5
St. 8	43	35			4	6		10	3
St. 9	41	27			5	14		8	4

*Têt*

	Granite				Gneiss				Quartz				Phyllades			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
St. 1	19	31	34	47	13	24	34	38	19	5	6	3				
St. 2	17	9	20		29	47	33		15	20	16					
St. 3	7	17	21		15	26	40		12	6	8					1
St. 4	17	27	41	54	34	40	33	27	20	15	11	8	1			1
St. 5	13	19			25	27			25	29			7	4		
St. 6	6	25	29		26	18	41		21	18	21		2	4	1	
St. 7	19	19	30		27	15	36		27	26	28		2	2	1	
St. 8	11	13			33	25			35	28			3	2		
St. 9	10	17			35	21			39	36			6			
St. 10	13	10			32	24			36	37			1	2		

*Têt*

	R. Vertes				Schistes				Calcaire				Divers			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
St. 1	2	13	8	5	47	27	17	7								
St. 2	1	2	5		38	21	26				1					
St. 3		1	2		53	46	25		12	4	2			1		
St. 4	1	1	2	3	18	12	8	6	7	5	4	2		1		
St. 5	7	3			19	15			2	2			2	1		
St. 6	2	2	5		34	26	2		6	2	1		3	5		
St. 7	3	5	1		19	28	2		1	4	2		2	1		
St. 8	2				13	28				3			3	1		
St. 9	3	2			6	21			1	3						
St. 10	4	1			12	20			1	6			1			

*Tech*

	Granite			Gneiss			Quartz			Phyllades		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	12	16	23	21	28	41	8	17	8	6	3	6
St. 2	4	15	22	10	20	38	14	21	16	6	2	6
St. 3	12	15	7	16	33	48	18	27	27	8	3	1
St. 4	15	10	5	17	29	44	22	44	33	3	2	3
St. 5	8	14		18	38		34	28		3		

	R. Vertes			Schist. quartzeux			Schist. micacés			Grès et Cal.		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	6	7	2	12	20	12	27	8	8	8	1	
St. 2	5	10	4	22	13	6	17	10	8	22	9	
St. 3	3	4	4	14	7	10	22	10	2	7	1	1
St. 4	3	5	2	14	4	6	15	2	5	11	4	2
St. 5	1	4		8	8		23	7		5	1	

*Agly*

	Granites			Gneiss			Quartz			Phyllades			Roches vert.		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	32	22	15	12	13	24	11	15	10	4	7	11	1	1	1
St. 2	17	16		23	26		12	20		8	5		3	2	
St. 3	11	10		8	15		11	17		6	5				2

	Schistes crist.			Schist. ardois			Calcaire			Grès		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
St. 1	1	4	1	20	32	32	19	6	6			
St. 2	10	7		13	16		14	8				
St. 3	15	10		16	20		31	19		2	2	

*Caractéristiques morphoscopiques*  
(galets de 4 à 6 cm)

Station	Rivière	Nature	Mode	Emoussé			≥500	Aplatissement		
				Méd.	< 100	≥500		Mode	Méd.	≥3
Bourbon-Lancy	Loire	Granite	100—200	190	15%	1%	≥500	1,5—2	2	15%
		Quartz	100—200	171	28%	0%		1,5—2	1,7	32%
Mende	Lot	Granite	300—400	348	0%	9%	≥500	1,5—2	1,8	23%
		Calcaire	100—200	194	10%	1%		2—2,5	2,7	0%
Vogüé	Ardèche	Gneiss	300—400	358	0%	15%	≥500	1,5—2	1,7	33%
		Basalte	200—300	235	1%	3%		1,5—2	1,8	17%
		Calcaire	200—300	240	10%	1%		1,5—2	2	13%
Chapeauroux	Allier	Granite	200—300	286	6%	9%	≥500	1,5—2	1,7	24%
		Basalte	100—200	186	16%	5%		1,5—2	1,7	36%
		Gneiss	300—400	370	0%	17%		1,5—2	1,8	17%
Quézac	Tarn	Quartz	100—200	197	9%	2%	≥500	1,5—2	1,8	15%
		Granite	200—300	263	3%	10%		1,5—2	1,75	18%
St. Enimie	Tarn	Quartz	200—300	240	5%	1%	≥500	1,5—2	1,9	14%
		Granite	300—400	317	1%	10%		1,5—2,5	1,98	13%
		Calcaire	200—300	270	6%	3%		2—2,5	2,5	4%
Les Vignes	Tarn	Quartz	200—300	238	1%	0%	≥500	1,5—2,5	1,7	29%
		Granite	200—300	299	0%	7%		1,5—2	1,8	20%
Cantrobre	Dourbie	Quartz	100—200	146	35%	0%	≥500	1,5—2	1,7	29%
Millau	Dourbie	Quartz	200—300	205	10%	0%	≥500	1,5—2	1,8	19%

### Références

1. BASTIN DE LONGUEVILLE, A.: Etude pétrographique des galets de la Garonne, de l'Isle et de la Dordogne inférieures. P.V. Soc. Linnéenne de Bordeaux, p. 75-84, 1942.
2. CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rundschau, **40**, 11-19, 1952.
3. CAVALHO, S. DE: Granulometria e morfoscopia de algumas aluviações diamantiferas da Luanda (Angola). Mem. e Notícias Mus. e Lab. Min. e Geol. Univ. Coimbra, **32**, 22-30, 1952.
4. CHAVAKOV, A. W.: Paléogéographie dynamique. Son développement et ses possibilités. Trudy 21° Vsiéss. Geogr. Sg. II. (en russe), 1948.
5. ERHART, H.: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris, 90 p., 1956.
6. GRAULICH, J. M.: Sédimentologie des poudingues gédinnsiens au pourtour du massif de Stavelot. Ann. Soc. Géol. de Belgique, **74**, B 163-186, 1951.
7. LUTTIG, G.: Klima und Tektonik des Pleistozäns von Northeim. Eiszeitalter und Gegenwart, **4/5**, 22-33, 1954.
8. RIVIERE, A., & VERNHET, S.: Contribution à l'étude des formations quaternaires du Bas Languedoc. B.S.G.F., 6e sér. 6, 1001-1019, 1956.
9. TRICART, J.: Formations quaternaires et évolution morphologique de la moyenne vallée de l'Yonne et de la basse vallée de la Cure. B.S.G.F., p. 497-510, 1951.
10. TRICART, J.: Premiers résultats d'une étude synchronique des terrasses du Bassin de la Seine. C. R. Somm. de la Soc. Géol. de France, p. 69-71, 1946.
11. TRICART, J.: Le Bassin de Paris, étude morphologique. Tome II: l'évolution morphologique au Quaternaire. S.E.D.E.S., Paris, in 8, 211-474, fig. 31-90, 1952.
12. TRICART, J., & CAILLEUX, A.: Introduction à la géomorphologie climatique. C.D.U., Paris, 228 p., 28 fig., 1955.
13. TRICART, J., & SCHAEFFER, R.: L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. Rev. de Géom. Dyn., **1**, 151-179, 1950.
14. TRICART, J., & VONFELT, J.: La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne. Bull. Serv. Carte Géol. Als. et Lorr., **8**, 105-118, 1955.
15. UNGER, K.: Klimamorphologische Untersuchungen am Pleistozänen Schotterkörper der Saale. Biul. Peryglac. **4**, 405-414, 1956.
16. Quaternaire et morphologie. Colloques nationaux du C.N.R.S., IV, 1954, Lyon 11-13 octobre 1952, 125 p. (p. 6-60).
17. L.I.G.U.S. Etudes de géomorphologie dynamique sur le Var Inférieur. Geol. Rundschau, 1954, p. —.

# Die Keilspalten von Burgtonna in Thüringen

Von

HANS WEBER, Ilmenau

Mit 3 Abbildungen

Etwa 6 km südöstlich von Langensalza liegt im Tale der Tonna ein pleistozänes Kalktuffvorkommen, das sich von der Mitte des Ortes Burgtonna in nördlicher Richtung bis nach Gräfentonna hinein erstreckt. Durch eine dünne Lößdecke verhüllt, bildet es eine breite Terrasse, die von dem kleinen Tonnabach in einem nach W geöffneten Bogen durchschnitten wird. Die Oberfläche der Tuffterrasse liegt knapp 20 m unter dem von den „präglazialen“ Schottern des Tonna-Griefstedter Zuges bedeckten Riedel der Fasanerie, dicht südöstlich von Gräfentonna. Schon seit Jahrhunderten wird das Kalktufflager technisch genutzt. SPEYER, der das 1883 erschienene Blatt Gräfentonna aufgenommen hat, spricht von einem lebhaften Steinbruchsbetrieb und zahlreichen Aufschlüssen (Erl. S. 10, 11). Zur Zeit SCHÄFERS (1909, S. 445) waren auf Burgtonnaer Flur sechs Kalktuffbrüche in Betrieb. Heute wird der Tuff nur noch an zwei Stellen gewonnen: im Bruch Weißgerber östlich der Untermühle und in einem Aufschluß ostnordöstlich der Steinmühle, der aus den ehemaligen Brüchen Heß und Baumgarten hervorgegangen ist und zur Zeit von der LPG Burgtonna betrieben wird.

In der Geschichte der geologischen Erforschung Thüringens hat der Burgtonnaer Tuff eine gewisse Berühmtheit erlangt. Hier wurde im Dezember 1695 östlich der Kirche das *Antiquus*-Skelett aufgefunden, das den bekannten Streit zwischen TENTZEL und dem Collegium medicum in Gotha veranlaßt hat. TENTZEL erkannte den Fund richtig als den Rest eines Elefanten, während die Gothaer Ärzteschaft die anorganische Entstehung des „unicornu fossile“ vertrat. Der Fund ist heute im Gothaer Museum ausgestellt. Die reiche Fauna der Tuffe wurde mehrfach bearbeitet bzw. registriert, die Konchylien zuletzt von WEISS (1897), die Säugetiere von SCHÄFER (1909). Seitdem hat das Interesse der Geologen und Paläontologen an Burgtonna stark nachgelassen.

Das Liegende des Tuffes ist meines Wissens bis jetzt noch nirgends angeschürft. Der geologischen Situation nach ist tiefster Mittelkeuper ( $km_1$ ), ganz

im S unter Umständen Kohlenkeuper (mit Grenzdolomit) zu erwarten. Die Tonna hat durch Ausräumung der geringwiderständigen Tone und Mergel des Gipskeupers die morphologischen Voraussetzungen für die Ablagerung der Tuffterrasse geschaffen. Die Aufschlußtiefe beträgt im LPG-Bruch nur wenige Meter; der Bruch Weißgerber geht schätzungsweise bis etwa 12 m unter die ursprüngliche Oberfläche hinunter. Schon A. PENCK (nach einer Angabe von SCHÄFER, 1909, S. 445, Anm. 1) hat das Tufflager in die R i ß - W ü r m - Z w i s c h e n e i s - z e i t gestellt. Es ist gleichaltrig mit den bekannten Vorkommen von Weimar, Ehringsdorf und Taubach, mit den weniger bekannten von Bilzinglesben an der Wipper und beiderseits des Johannistales dicht westlich von Mühlhausen. Die Gleichaltrigkeit ist jedoch nur im Sinne des zeitlichen Rahmens (letzte Warmzeit) zu verstehen. Erst Untersuchungen, wie sie neuerdings von KAHLEN in Ehringsdorf durchgeführt wurden, könnten über die genauere Parallelisierung der thüringischen Vorkommen und ihrer einzelnen Horizonte Aufschluß geben.

Im nordwestlichen Zipfel des LPG-Bruches, im damaligen Bruch Heß, waren 1954 vier Keilspalten aufgeschlossen. Sie lagen an der frisch angeschürften O-Wand der seichten Grube. Heute wird dieser Abschnitt des Bruches nicht mehr be-

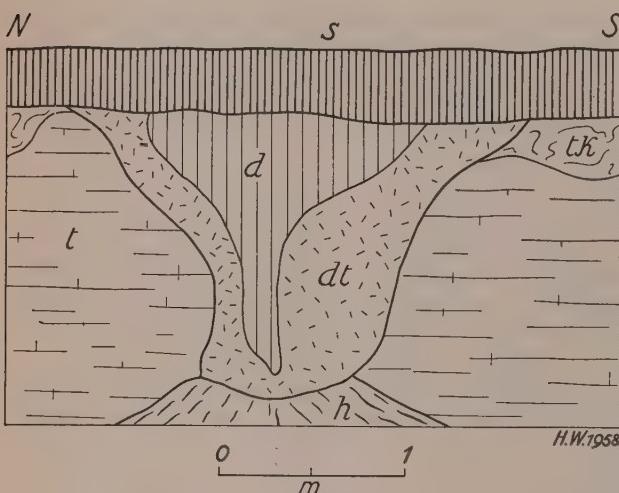
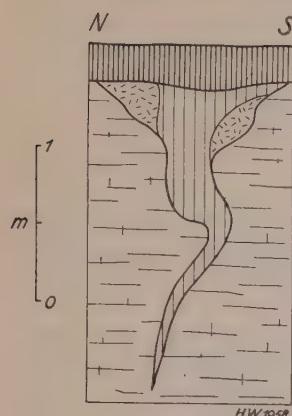


Abb. 1. Keilspalte 3 im ehemaligen Bruch Heß bei Burgtonna. — t Kalktuff, tk kryoturbater Tuff, d Löß, dt Gemisch von Tuff und Löß, s Schwarzerde, h Schutthalde

trieben; die Wand verfällt und ist zum Teil durch die hangende Schwarzerde verschüttet. Abb. 1 zeigt die dritte, Abb. 2 die vierte Keilspalte nach der Aufnahme vom 23. August 1954 (Numerierung von S nach N). Der Tuff einschließlich der Spaltenfüllung wird hier von einer bis 40 cm mächtigen Schwarzerde bedeckt, die aus Löß hervorgegangen ist. Eine Beeinflussung des lockeren, geschichteten Tuffes (Ab- oder Aufbiegung) durch die Keile ist nicht eingetreten. Die Spalten sind oben breit und verjüngen sich dann stark. Das untere Ende des Keiles 3 ist bis 1,70 m unter die Schwarzerdebasis verschüttet. Keil 4 geht in einen schmalen, etwas gewundenen Zipfel aus, dessen Spitze bis 2 m unter die Schwarzerdebasis herunterreicht. Die Füllung besteht aus einem hellgelben, ungeschichteten Löß. Herr Dr. R. NEUMANN (Halle) war so freundlich, eine Probe davon (aus Keil 3) zu analysieren. Es ergab sich, daß der Löß einen größeren Anteil (0,6 bis über 6 mm) enthält, der im wesentlichen aus Travertin besteht; schätzungsweise hat der Löß etwa 8 % Travertinbestandteile aufgenommen, wovon rund die Hälfte auf Korngrößen unter 0,6 mm entfällt. Zwischen

die Lößfüllung des Keiles 3 und den Travertin schaltet sich mit scharfer Grenze nach innen und nach außen eine aus Löß und viel lockarem Tuff gemischte Masse ein. Bei Keil 4 ist die Mischung nur oben im Bereich der starken Verbreiterung eingetreten.



Unabhängig vom Keil zeigt der Travertin in Abb. 1 eine seichte kryptoturbate Durchbewegung. Mindestens der dritte Keil ist schmäler, als er im Anschnitt erscheint. Er streicht  $147^\circ$  und schließt mit der ungefähr nordsüdlich orientierten Grubenwand einen Winkel von etwa  $30^\circ$  ein; daraus ergibt sich am oberen Ende eine wahre Breite von etwa 1 m.

An der Spalte 1 (am weitesten südlich) war beiderseits neben dem oberen, breiten Teile eine leichte Aufbiegung der Travertinschichten zu beobachten (Abb. 3). Sie ist durch den vom wachsenden Eiskeil

Abb. 2. Keilspalte 4 im ehemaligen Bruch Heß bei Burgtonna.  
— Signaturen wie in Abb. 1

ausgeübten Druck zu erklären, dem der Tuff nach oben ausgewichen ist. Südöstlich der beschriebenen Spalten waren im Frühjahr 1958 weitere Keile aufgeschlossen. Hier treten im Tuff auch Ton- und Gerölllagen auf.



Abb. 3. Keilspalten 1 (Bildmitte) und 2 (linker Bildrand) im ehemaligen Bruch Heß bei Burgtonna

Den schon von SOERGEL gebrauchten Ausdruck Eiskeile für die geschilderten Gebilde, der genetisch gemeint ist, vermeide ich aus sprachlichen Gründen. Unter einem Holz- oder einem Eisenkeil verstehen wir Keile, die aus Holz bzw. Eisen

bestehen. Eiskeile sind also die rezenten Spalten, die noch mit Eis gefüllt sind; Eiskeile waren nach der gegenwärtigen Auffassung auch die Vorfahren der keilförmigen Spalten. Es liegen also ehemalige Eiskeile oder, um einen durch Deutungen nicht belasteten Terminus zu gebrauchen, Keilspalten mit irgendeiner Füllung, in diesem Falle Lößkeile oder Löß-Tuff-Keile vor. Aus den Profilen ergibt sich folgender Ablauf des geologisch-klimatischen Geschehens:

1. Ablagerung des Tuffes während der letzten Warmzeit; gelegentliche Einschwemmung von Ton und Geröll.

2. Unter den periglazialen Bedingungen der nachfolgenden (letzten) Kaltzeit Aufreißen der Frostspalten. Ausfüllung der Spalten mit Eis, das in der Nähe der Oberfläche durch Sammelkristallisation bevorzugt in die Breite wächst (SCHENK). Kryoturbate Durchbewegung des Travertins in der jahreszeitlichen Auftauzone, stellenweise leichte Aufpressung der Tuffschichten durch die wachsenden Keile.

3. Zur Zeit des Höchststandes der letzten Vereisung Überdeckung des Tuffs und der Eiskeile mit Löß, der örtlich während des Sedimentationsvorganges vorwiegend feinere Travertinbestandteile aufnimmt.

4. Abtauen des Eises und Einwandern der Lößfüllung, die sich an den Rändern mit dem durch Frostspaltung noch weiter gelockerten und zermürbten Travertin vermengt.

5. Restlose Umwandlung des den Travertin bedeckenden Lösses in Schwarzerde unter einem der Schwarzerdebildung günstigen Klima.

### Résumé

L'auteur décrit des coins de loess et tuf calcaire de la période glaciaire dernière qui se trouvent, sous une couverture de terre noire, dans le tuf calcaire de l'interglaciaire dernier aux environs de Burgtonna en Thuringe. Sur les profils il s'ensuit la succession des événements par lesquels ont été produits les coins et leur contenu présent.

### Summary

The author describes wedges of loess and calcareous tufa of the last glacial-stage which are under a covering of black-ground in the calcareous tufa of the last interglacial-stage near Burgtonna in Thuringia. On the basis of the profiles results the succession of the events which have produced the wedges and their present contents.

### Literatur

- Geologische Karte von Preußen usw. im Maßstab 1 : 25 000, Bl. Gräfentonna, erläutert durch O. SPEYER, Berlin 1883.
- KAHLKE, H.-D.: Die jungpleistozänen Säugetierfaunen aus dem Travertingebiet von Taubach-Weimar-Ehringsdorf. Alt-Thüringen 3 (1957/58), 97–130, Weimar, 1958.
- SCHÄFER, H. F.: Über die pleistocene Säugetierfauna und die Spuren des paläolithischen Menschen von Burgtonna in Thüringen. ZDGG. 61, A., 445–469, Berlin 1909.
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. Hess. L.-A. für Bodenforsch. 13, Wiesbaden 1955.
- SOERGEL, W.: Diluviale Eiskeile. ZDGG. 88 (1936), 223–247, Berlin 1937.
- WEISS, A.: Über die Conchylienfauna der interglazialen Travertine (Kalktuffe) von Burgtonna und Gräfentonna in Thüringen. ZDGG. 49, A., 683–689, Berlin 1897.

## Die Tagung der Kommission für Periglazialforschung in den IGU in Lodz 18.-30. Sept. 1958

Die Vorsitzenden des Polnischen Nationalkomitees der IGU und der Kommission für Periglazialforschung in der IGU hatten gemeinsam zu einer Tagung der Internationalen Kommission für Periglazialforschung eingeladen, das mit einem Symposium führender Periglazialforscher verbunden war<sup>1)</sup>. Während der ersten beiden Tage referierten auf wissenschaftlichen Sitzungen die Herren A. E. CORTE, J. DYLYK, E. A. FITZPATRICK, G. C. MAARLEVeld, K. K. MARKOV, R. RAYNAL, A. L. WASHBURN über neuere Forschungsergebnisse; ihren besonderen Charakter erhielten diese Sitzungen durch die Mitteilungen über die neueren Forschungen in der Arktis (A. E. CORTE, A. L. WASHBURN) und in der Antarktis (K. K. MARKOW). Selbst in den schwer zugänglichen und praktisch unerschlossenen Gebieten scheint damit die Periode flüchtiger Augenblicks- oder gar Zufallsbeobachtungen vorüber zu sein. Periglazialforschung muß in allen Gebieten der Erde mit gleicher Exaktheit und Gründlichkeit betrieben werden, wenn vergleichbare Ergebnisse erzielt und dem internationalen Stande der Forschung angemessene Resultate beigebracht werden sollen. Da die Vorträge und die Diskussionsbemerkungen in Kürze als Sonderheft des Biuletyn Periglazjalny gedruckt vorliegen werden, erübrigt sich an dieser Stelle ein Eingehen auf den speziellen Inhalt der Referate.

An die eigentlichen Vortragssitzungen, die schon durch zwei je  $\frac{1}{2}$ -tägige Exkursionen und durch einen Empfang beim Rektor der Universität Lodz unterbrochen waren, schloß sich eine zehntägige Exkursion an, die fast durch das gesamte polnische Staatsgebiet führte. Wie die ganze Tagung war auch diese Exkursion mit Liebe und Geschick geplant. Während der Halbtagssexkursionen standen in der Umgebung von Lodz spezielle Beobachtungen und Probleme zur Diskussion, die sich bei den Untersuchungen des Geographischen Instituts der Universität Lodz unter Leitung von J. DYLICK ergeben hatten. Es handelte sich im wesentlichen um Beziehungen zwischen Karst und periglazialem Formenschatz, um die zeitliche Gliederung der Periglazialerscheinungen und um die Beziehungen zu bzw. die Abgrenzung gegen die Glazialformen des Warthe-Stadums. Durchweg waren die Aufschlüsse für die Exkursion in einen hervorragenden Zustand gebracht; vielfach konnte man die Erscheinungen in mehreren Richtungen verfolgen; mit Geschick war auch von der Möglichkeit Gebrauch gemacht worden, durch serienweise Anordnung von Aufschlüssen und Schürfen eine Vorstellung von der flächenhaften Anordnung der Erscheinungen zu vermitteln. Dieser große Aufwand wurde belohnt durch eine lebhafte, eingehende Diskussion; wie sehr selbst so erfahrene und mit Periglazialerscheinungen sehr gut vertraute Forscher von der Qualität der Aufschlüsse beeindruckt waren, ließ die Unmenge der Photographien erkennen, die zu Vergleichs- oder Demonstrationszwecken in jedem Aufschluß gemacht wurden.

Im Unterschied zu den teilweise sehr speziellen Einzelproblemen der ersten Exkursionstage gab die anschließende große Exkursion in erster Linie den großen Überblick über die räumliche

<sup>1)</sup> Die ausländischen Teilnehmer der Tagung waren: J. ALEXANDRE, Belgien; A. E. CORTE, Argentinien; E. A. FITZPATRICK, Großbritannien; L. E. HAMELIN, Kanada; J. HÖVERMANN, Deutschland; G. JOHANSSON, Schweden; L. KADÁR, Ungarn; G. C. MAARLEVeld, Holland; K. K. MARKOV, UdSSR; R. RAYNAL, Marokko; J. ŠEKÝRA, Tschechoslowakei; F. TAILLEFER, Frankreich; J. TIVY, Großbritannien; A. L. WASHBURN, USA.

Ordnung der Periglazialerscheinungen in Abhängigkeit von der glazial-morphologischen und von der allgemein morphologischen Gliederung Polens. Selbstverständlich wurden die Beziehungen zwischen Morphologie und Ur- und Frühgeschichte berücksichtigt. Weiterhin wurde jede Gelegenheit benutzt, um den Teilnehmern der Exkursion auch die Städte und ihre Bau- und Kunstdenkmäler nahezubringen. In dieser Hinsicht galt das größte Interesse natürlich den beiden bedeutendsten Städten des Landes: Krakau und Warschau.

Während der ersten drei Tage der großen Exkursion standen die Fragen der periglazialen Umformung des Alt- und Jungmoränengebietes beiderseits der „morphologischen Grenze“ zur Diskussion. Die Fahrt führte von Lodz aus über das Warthe-Ustromtal nach Thorn, von dort am Rande des Weichsel-Durchbruchtales und des Netze-Ustromtals entlang bis Naklo und von dort nach Norden bis zum Turmberg bei Danzig, weiter über das Weichsel-Delta nach Marienburg und anschließend durch den äußersten Westteil der preußischen Seenplatte nach Mlawo. Über Pultusk wurde am Nachmittag des dritten Tages Warschau erreicht, wo noch eine Besichtigung des geographischen Zentralinstitutes in Warschau (Leitung Prof. LESZYCKI) stattfand. Außer einigen glazial-morphologischen Fragen und der Terrassengliederung des Weichsel-Durchbruchs verdiente das Vorkommen deutlich ausgeprägter Periglazial-Erscheinungen im Jungmoränengebiet besonderes Interesse.

Vom vierten Exkursionstage an traten, mit dem Überschreiten der Lößgrenze, Fragen der Sedimentation unter periglazialen Bedingungen besonders hervor. Bändersande, fossile Böden im Löß und ihre Beziehungen zur Lößgliederung allgemein wie zu periglazialen Strukturen im Löß und endlich die Probleme der präpleistozänen Ausgangsformen des heutigen Reliefs standen zur Diskussion. Anders als im westlichen Mitteleuropa beginnt der Löß südlich der Lößgrenze in Polen sofort in großer Mächtigkeit. Die Untersuchungen über die Auswirkungen der periglazialen Phasen auf das Schichtstufenrelief Mittelpolens und über das aus dem Tertiär stammende ursprüngliche Relief stecken zwar noch in den Anfängen, lassen aber bereits hoffnungsvolle Ansätze erkennen und evtl. auch grundsätzlich wichtige Beiträge zum Problem der Schichtstufenlandschaft erwarten. Das gleiche gilt für die Untersuchungen im Lysa-Gora-Gebirge, die z. T. erstaunliche Übereinstimmungen, z. T. wichtige Unterschiede im Vergleich zu den deutschen Mittelgebirgen erkennen lassen.

Der Exkursionsweg, der vom Beginn des vierten Tages an über Siedlce nach Lublin, weiter über Terespol nach Sandomierz, von da nach Sw. Katarzyna im Lysa-Gora-Gebirge gegangen war, führte am siebenten Exkursionstage über Kielce nach Krakau. Damit ergaben sich Beobachtungen zu einer der meistdiskutierten Fragen der Tagung: Rhythmischi geschichteten Hangablagerungen und besonders den rhythmisch geschichteten Hangschuttbildungen, die in der französischen Literatur als „grèzes litées“ bezeichnet worden sind. Im deutschen Sprachbereich hat solchen Bildungen unlängst J. KÖRBER auf Grund von Studien im Rheinischen Schiefergebirge wieder besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Im Unterschied zu den deutschen Forschern sehen aber insbesondere R. RAYNAL und J. DYLIK diese rhythmisch geschichteten Schuttörper nicht als Bildungen an der Einmündung von Nebentälern an (wobei sich bei zahlreichen Nebentälern die einzelnen Fächer aus solifluidalem Schwemmschutt zu einer durchlaufenden Schuttbildung vereinigen können), sondern als Hangbildungen schlechthin, die normalerweise nichts mit einmündenden Nebentälern zu tun haben. Bei im Prinzip gleichen Befunden kommt dieser Unterschied der Auffassung wesentlich dadurch zustande, daß die deutschen Forscher von den Fällen ausgehen, bei denen ein Zusammenhang zwischen „grèzes litées“ und Nebentälern erkennbar oder nachweisbar ist, und die „scheinbar“ ohne Zusammenhang mit Nebentälern gebildeten „grèzes litées“ als ältere Bildungen auffassen, bei denen der Zusammenhang mit den Oberflächenformen inzwischen verwischt worden ist, während die polnischen und französischen Forscher die Einwirkung von Nebentälern nur als Modifikation des generellen Phänomens „grèzes litées“ anerkennen wollen. Hier werden noch weitere Untersuchungen auf möglichst breiter Basis nötig sein. Nach einem Ruhetag in Krakau waren die beiden letzten Exkursionstage dem Studium der pleistozänen Erosion und Akkumulation in den Karpaten gewidmet. Schon im Lysa-Gora-Gebirge, in dem LOZINSKI seine für die Periglazial-Forschung namengebenden Studien über die „Periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung“ gemacht hat, war das Studium der Abtragungsvorgänge im Pleistozän an die erste Stelle gerückt. Wer bei den bisherigen Darlegungen insbesondere im Lößgebiet die Berücksichtigung der Topographie etwas vermisst hatte, fand sich nunmehr vollauf zufriedengestellt, indem die Oberflächenformen und ihre vertiefte Be trachtung mit Hilfe charakteristischer Aufschlüsse an die erste Stelle rückten. Wenn auch im polnischen Mittelgebirge wie in der deutschen Mittelgebirgsschwelle die Formenabfolge vom Tertiär zur Gegenwart und die aus der heutigen Oberflächengestaltung ablesbaren Formungstendenzen der verschiedenen Klimate Gegenstand der Untersuchungen sind, so bestehen doch merk-

liche Unterschiede in der Datierung. Insbesondere werden tiefgelegene Gebirgsfußflächen als pleistozäne Denudations-Oberflächen angesehen, während sie im Umkreis der alten Kerne in der deutschen Mittelgebirgsschwelle durchweg noch ins Tertiär datiert werden; überdies werden die hochgelegenen Reste von Altfächern meist für alttertiär gehalten, während man in Deutschland die Rumpftreppe der Grundgebirge zumeist ganz oder in wesentlichen Teilen dem Jungtertiär zuschreibt. In der Tat bestehen auch merkliche Unterschiede im gesamten Formenschatz. Durchweg ist die Zerschneidung der Altfächer in Polen schwächer als in Deutschland. Insgesamt ist das Relief plumper und längst nicht so fein gegliedert; an manchen Stellen erinnert der Formenschatz des polnischen Mittelgebirges an die Rekonstruktionen von alten, dem Tertiär angehörenden Landoberflächen in Deutschland. Vielleicht birgt auch in dieser Hinsicht eine vergleichende Untersuchung oder ein detaillierter Vergleich der bereits vorliegenden Untersuchungen des deutschen wie des polnischen Mittelgebirges die Möglichkeit, vertiefte Einblicke in die Entwicklung der Grundgebirgskörper im westlichen und östlichen Mitteleuropa zu gewinnen, sei es, daß sich die Verschiedenheit als Ausdruck einer klimatischen Abstufung, sei es, daß sie sich als Ausdruck einer unterschiedlichen Tektonik erweist. — Bedauerlicherweise waren die Spuren tertiärer Verwitterung in der Lysa Gora nicht aufgeschlossen; dafür waren die Aufschlüsse im Periglazial-Schutt außerordentlich instruktiv und vor allem auch dadurch interessant, daß die Mächtigkeit des Schuttes allem Anschein nach die Mächtigkeit der Wanderschuttdecke in den deutschen Mittelgebirgen erheblich übertrifft.

Die Demonstrationen in den Karpathen vervollständigten das Bild der periglazialen Vorgänge in den Abtragungslandschaften vornehmlich durch das Studium des Wechselspiels von Erosion und Akkumulation, von periglazialer Congelifluktion und periglazial-fluviatilem Transport. Die sehr feinen Unterschiede in eiszeitlichen Akkumulationsmassen der Karpathentäler, die bald ein Dominieren der Hangbildungen, bald eine Vorherrschaft fluviatiler Wirkungen erkennen lassen, sind vielleicht etwas kühn im Sinne großer klimatischer Wechsel ausgedeutet worden und lassen sich auch als Ergebnis des dynamischen Wechselspiels von Frostbodenversetzung und Flußarbeit begreifen. Eindrucksvooll war dagegen die Ausbildung weiter Schrägfächen in den Karpathentälern zwischen eigentlichem Talhang und dem Talgrund, die teilweise durch Akkumulation von Congelifluktionsschutt, teilweise durch die periglaziale Abtragung im anstehenden Gestein zustandegekommen sind. In den tiefeingeschnittenen Tälern der deutschen Mittelgebirge und auch in den Randgebieten der Alpen finden diese Phänomene nicht ihresgleichen; sie zwingen wohl zu der Annahme, daß während der Würm-Eiszeit merkliche Unterschiede zwischen dem Klima des westlichen und des östlichen Mitteleuropa bestanden haben, so daß die Congelifluktion im östlichen Mitteleuropa bedeutender und wirksamer war und jedenfalls die gleichzeitigen fluviatilen Wirkungen weit mehr übertraf, als es im westlichen Mitteleuropa der Fall war.

Dieses Problem der Abstufung der periglazialen Phänomene vom Westen zum Osten Mitteleuropas stellt sich für den deutschen Teilnehmer der Tagung in Lodz besonders dringlich. Zwar stehen für Polen zu einem unmittelbaren Vergleich mit Deutschland nur die Beobachtungen und Erfahrungen weniger Tage zur Verfügung; doch wird der Wert dieser Beobachtungen dadurch erhöht, daß sie die interessantesten und typischen Objekte betreffen und die reichhaltige Erfahrung der polnischen Feldforscher zur Basis haben. Allgemein nimmt das Ausmaß und die Bedeutung der periglazialen Erscheinungen vom westlichen zum östlichen Mitteleuropa offenbar sehr erheblich zu. Das gilt für die Tiefenausdehnung der Kryoturbation ebenso, wie für die Mächtigkeit der Wanderschuttdecke und die Bedeutung der congelifluidalen oder periglazial-fluviatilen Talverschüttung. Mindestens stellenweise sind die Periglazial-Erscheinungen im *Jungmoränengebiet Polens* deutlicher entwickelt, als im *Altmoränengebiet* des westlichen Jütland. Das entspricht durchaus der Klimagliederung Europas, wie sie schon früher von H. POSER aus den Dauerfrost-Anzeigern abgeleitet wurde. Welche Bedeutung für die Formung des Gesamtreiefs und für Einzelfragen dieser intensiven Klima-Abstufung zuzuschreiben ist, würde bei dem gegenwärtigen Stand der Forschung sicherlich schon mit guter Aussicht auf Erfolg untersucht werden können.

Insgesamt gesehen bot die Tagung den Teilnehmern eine Fülle von Erkenntnissen und Anregungen, die sicherlich noch in der Forschung der verschiedenen Länder nachwirken werden. Die Bereicherung des Erfahrungsschatzes durch die Exkursionen steht dabei gleichwertig neben dem Gedankenaustausch, der durch die Vorträge und die anschließenden Diskussionen eingeleitet und hernach am Objekt im Gelände ständig fortgesetzt wurde. Insgesamt ergibt sich der Eindruck, daß die zahlreichen Einzeluntersuchungen sich allmählich zu einem Gesamtbilde zu vereinigen beginnen und daß die mühsame Kleinarbeit ihre ersten, induktiv erarbeiteten regionalen Ergebnisse zu zeitigen beginnt. Die Zusammenarbeit und der Erfahrungsaustausch, wie sie in

Lodz dank der großzügigen Organisation und der überwältigenden Gastfreundschaft des Veranstanterlandes möglich waren, dürften auch in Zukunft beste Ergebnisse und eine rasche Förderung der Forschung erwarten lassen.

Als beglückender Begleitumstand der Tagung darf erwähnt werden, daß sich schon nach wenigen Tagen des Zusammenseins ein Band des Verstehens und der Freundschaft um die beteiligten Forscher schloß, so daß sie im gemeinsamen Suchen nach besserer und umfassenderer Kenntnis fast eine große Familie bildeten. Das Verdienst, der Tagung auch im menschlichen Bereich einen solchen Erfolg verliehen zu haben, gebührt neben JAN DYLIK und seiner Gattin den Assistentinnen und Assistenten der geographischen Institute Polens, insbesondere des Institutes in Lodz, die für das Gelingen dieser Tagung hingebungsvoll gearbeitet und sich in vielfacher Hinsicht geradezu aufopferungsvoll eingesetzt haben.

JÜRGEN HÖVERMANN

### Eine Richtigstellung

In Band 2, Heft 1/2 (Juni 1958), S. 143, 144 dieser Zeitschrift ist eine Besprechung des Geologischen Wörterbuchs von MURAWSKI-BERINGER (4. Auflage, Stuttgart 1957) durch INGO SCHÄFER erschienen. Auf S. 144 wird behauptet, das als Musterbeispiel für Reliefumkehr gebrachte Profil des Hohenzollerngrabens (Abb. 43) stelle gar keine Reliefumkehr dar; es handele sich um einen Härtling oder Zeugenberg. Demgegenüber sei festgestellt, daß beim Hohenzollern selbstverständlich Reliefumkehr vorliegt: eine tektonisch versenkte Scholle wurde als Härtling herauspräpariert, so daß sie die tektonisch höher liegende Umgebung überragt. Damit ist sie zugleich auch Zeugenberg vor der Stirn der Weißenjurastufe. Die Kritik an MURAWSKI, der die 4. Auflage besorgt hat, besteht also nicht zu Recht. Auch BRINKMANN, von dem die Abbildung stammt, wird unberechtigterweise angegriffen; sein Abbildungshinweis steht genau an der Stelle, an die er hingehört.

H. WEBER

### Erwiderung

Relief-Umkehr heißt Umkehrung des Reliefs, d. h. was vorher tief war, ist später hoch und umgekehrt. Das gilt aber nur in geomorphologischer, nicht in geologisch-tektonischer Hinsicht.

Hat nun nach Abb. 43 bei BERINGER-MURAWSKI der Hohenzollern vorher tiefer gelegen als seine Umgebung? Davon ist nichts zu sehen. Man könnte es zwar für die Zeit nach der Absenkung annehmen; jedoch ist aus dem tektonischen Bild nicht ohne weiteres eine Rückschluß auf das Oberflächenbild zulässig. In dem Beispiel hat sich lediglich ein Teil der harten Malmkalkschicht in dem Stück erhalten, das wegen seiner Absenkung von der Abtragung erst später erreicht werden konnte. Von einer Reliefumkehr spricht man aber dort, wo (aus leichter abtragbaren Gesteinen bestehende) Erhebungen unter das Niveau der (in widerstandsfähigerem Untergrund liegenden) ehemaligen Senken erniedrigt werden. Läßt sich aus der Abb. 43 entnehmen, daß die Oberfläche in den Doggerterrassen die Oberfläche in den Hohenzollern-Malmkalken überragt hat? Nach der Sprunghöhe der Verwerfung am Hohenzollern ist das nicht ohne weiteres sicher! Wenn „eine tektonisch versenkte Scholle“ – „als Härtling herauspräpariert“ – „die tektonisch höhere Umgebung überragt“, so kann das durchaus die Folge einer Relief-Umkehr sein; für sich allein genommen ist es aber kein Beweis dafür, daß wirklich eine Relief-Umkehr erfolgt ist. Der Hohenzollern-Malmkalk war in gleicher Gesteinsausbildung ehedem in der ganzen Umgebung vorhanden. Damit fehlt (auch mit BERINGER-MURAWSKI) die erste Voraussetzung echter Reliefumkehr. Als Beispiel für eine Relief-Umkehr werden daher in Lehrbüchern der Geomorphologie, wie es korrekt ist, zwei Blockdiagramme gegeben; so ist es auch bei BERINGER-MURAWSKI richtig in Abb. 42 geschehen.

INGO SCHÄFER

## Rezensionen

CARL RATHJENS: *Geomorphologie für Kartographen und Vermessungsingenieure. Kartographische Schriftenreihe, Band 6, mit 60 Abbildungen und vier Tafeln, 112 S. Astra Verlag, Lahr/Schwarzwald, 1958, 29,40 DM.*

Ein wissenschaftliches Fach wird an Bedeutung gewinnen, wenn seine Forschungen nicht nur einseitig sich selbst genügen, sondern ebenso anderen, insbesondere den Nachbarfächern „etwas bieten“ können. Schon aus diesem Grunde ist es zu begrüßen, daß CARL RATHJENS jun. seine „Geomorphologie“ geschrieben hat. Der Verfasser will seine „Schrift als einen Versuch gewertet wissen, bei Kartographen und Vermessungsingenieuren das Verständnis für die Geomorphologie zu heben“ (Vorwort). Dabei kann vorweg gesagt werden, daß jeder solcher Versuch, soweit er den neuesten Stand der Forschung darbieten will, begrüßenswert ist, so auch das Erscheinen der neuen Geomorphologie für Kartographen von RATHJENS.

Nach einleitenden Kapiteln gliedert sich das vorliegende Buch in drei Hauptabschnitte:

„Die geomorphologischen Kräfte und Grundformen“ (21 S.).

„Die Formengruppen und ihre Anordnung auf der Erde“ (39 S.).

„Die Geomorphologie und die Kartenentwicklung“ (19 S.).

Davor werden die Aufgaben der Geomorphologie, ihre Methoden, ihre Bedeutung für Topographie und Kartographie kurz umrissen und für das Verständnis der nachfolgenden Hauptabschnitte ein ganz kurzer Abriß „Das Material der Oberflächenformen“ vorangestellt. Wenn nun nach dem Studium des Buches die Frage auftaucht, ob es angebracht ist, dem Kartographen und Vermessungsingenieur auch den Formenschatz der Trockengebiete und der Tropen (Blockdiagramme des tropischen Kegelkarstes und eines Atolls werden ebenso gebracht wie Bardan-Reihen) darzustellen, so muß man diese Frage mit RATHJENS bejahen; denn das mitteleuropäische Relief setzt sich bekanntlich aus den Formenrelikten verschiedener Klimate zusammen, die nur verständlich werden, wenn man solche rezenten Formen aus den betreffenden heutigen Klimazonen kennt. So wird der Formenschatz der Erdoberfläche sowohl nach seiner tektonisch-morphologischen, wie auch klimatisch-morphologischen Genese in gedrängter Form, aber durchaus übersichtlich, behandelt. Im einzelnen sei hier nicht auf den Inhalt des dargebotenen Stoffes eingegangen, doch sei auf das wichtige letzte Kapitel „Geomorphologie und Kartenentwicklung“ Bezug genommen, weil die Karte für den Morphologen unentbehrliches Hilfsmittel ist und ihre Herstellung daher Aufmerksamkeit verdient.

Für die Reliefdarstellung wird eine gute topographische Karte mit Höhenlinien dem Geomorphologen am nützlichsten sein. Eine großmaßstäbliche Karte in exakter Isohypsenmanier ist zweifellos gleichzeitig die beste geomorphologische Karte, wenn ihre Signaturen mit Verständnis für die Geomorphologie durchgesehen und erweitert worden sind. Das schließt die Verwendung von Schraffen bei einzelnen Geländeformen nicht aus. Der Kartograph und der geomorphologisch geschulte Vermessungsingenieur wird zu erwägen haben, inwieweit der Gesamtcharakter einer topographischen Karte für die gebräuchlichen Maßstäbe 1 : 25 000 und 1 : 5000 eine „geomorphologische Spezialisierung“ zuläßt. Unbillig ist die Forderung nach guter Reliefdarstellung jedenfalls nicht, bleibt diese doch immer die Grundlage jeden Karteninhalts.

Verfasser bespricht ferner die topographisch-morphologischen Kartenproben. Ursprünglich von W. BEHRMANN und R. FINSTERWALDER angeregt, sollen sie die Möglichkeit einer weitgehenden Berücksichtigung der Geomorphologie erproben und die verschiedensten Relieftypen umfassen.

Ein Blatt aus der alpinen Morphologie (Vorkarwendel) ist dem Buch beigegeben. Ebenso wird auf die Bedeutung der „Naturräumlichen Gliederung“ für den Kartographen hingewiesen.

Der Verfasser stellt dann als eine der Hauptaufgaben der Geographie bei der Kartenherstellung die Generalisierung heraus. Mit zunehmender Verkleinerung des Maßstabes können auf den Karten nur noch die charakteristischen Züge des Reliefs wiedergegeben werden, deren Darstellung aber gute geomorphologische Kenntnisse voraussetzt, ebenso auch allgemein-geographisches Verständnis bei der generalisierten Gesamtdarstellung. Die Forderung nach einer umfassenden Gesamtaufnahme der wichtigsten Gebiete Deutschlands im Maßstab 1 : 5000 in absehbarer Zeit kann vom Standpunkt der Geographie, besonders auch der Morphologie, nur unterstrichen werden.

In einem weiteren Abschnitt werden die „Geomorphologischen Karten“ behandelt, unter denen RATHJENS sowohl die morphographischen wie morphogenetischen Karten versteht. Kritisiert wird die bisher uneinheitliche Namengebung sowie die Bezeichnung von Auszügen aus topographischen Karten nur mit Höhenlinien und Gewässernetz als „geomorphologische Karten“ (was oft geschieht). Statt „morphologischer“ Karte sollte der Begriff der „morphographischen Karte“ beibehalten werden, auch wenn eine rein beschreibende Kartierung ohne jede Deutung der Formen kaum möglich ist. Betont wird, daß morphographische Karten großen Maßstabes entweder auf die entsprechende topographische Karte aufgezeichnet oder als Deckblatt dazu angefertigt werden sollten, Bezeichnungslos gezeichnete geomorphologische Formen (Flächenreste, Terrassen, Stufen usw.) ergeben nämlich meistens ein wenig brauchbares Kartenbild. Auch auf die bisher fehlende einheitliche Verwendung morphologischer Signaturen und Flächenfarben wird hingewiesen, wenn auch der Vorschlag von H. LEHMANN (Geogr. Taschenbuch 1951) der geeignete für die Darstellung des außeralpinen Reliefs ist. Für geomorphologische Spezialkartierungen erscheint jedoch eine Erweiterung notwendig, wie es sich bei studentischen Übungen, die der Rez. laufend am Geographischen Institut Würzburg durchführt, erwiesen hat. Selten findet man bisher mehrere geomorphologische Karten, in denen die gleichen Signaturen verwendet wurden. Jeder Autor zieht seine eigene Darstellung vor. Hier erscheint dringend eine Vereinheitlichung notwendig!

Kritisch werden auch die sogenannten physiographischen Karten der Amerikaner besprochen, die für kleine Maßstäbe zwar sehr anschaulich, aber bei größeren Maßstäben zu wenig exakt für die geomorphologische Kartierung sind. Sie eignen sich wohl nur für die Übersichtsdarstellung großer Gebiete. Was wir aber in der Geomorphologie gebrauchen, scheint doch wohl die exakte Aufnahme des Reliefs auf großmaßstäblichen Karten zu sein. Manches Problem der Geomorphologie wäre hierdurch einfacher zu lösen und würde eine allzu leicht angewandte Schematisierung hindern. Auch den morphometrischen Karten schenkt der Verfasser Beachtung. Dabei kann nach Meinung des Rez. die „Morphographie um ihrer selbst willen“ jedoch eine Sackgasse sein, aus der solche rein morphometrischen Karten nur sehr wenig heraushelfen können. Meistens pflegen solche Karten kaum mehr auszusagen als die zugrunde gelegte topographische Karte.

Wenn abschließend noch die Bedeutung der geomorphologischen Profile, Blockbilder und Reliefs hervorgehoben wird, so muß in dieser Rezension die hervorragende Ausstattung des Buches mit Blockbildern, die E. SCHMIDT, Remagen, in technisch hervorstechender Weise gezeichnet hat, Erwähnung finden. Mit dieser Kunst geomorphologischer Darstellung kann dem angehenden Kartographen und Vermessungsingenieur der Schritt zum Verständnis des Reliefs wirklich erleichtert werden. Es sei noch angefügt, daß auch die photogrammetrische Aufnahme, sowie die Luftbildauswertung und die Bedeutung historischer Karten skizziert werden. Dabei wird wohl der Geograph mehr angesprochen als der Vermessungsingenieur und Kartograph, der hierin eine besondere Ausbildung erhält.

Betrachten wir zum Schluß — angesichts der Aufgabe, die sich RATHJENS in seiner „Geomorphologie“ gestellt hat — das Gesamtwerk, so können wir bestätigen, daß der Verfasser dem Kartographen und Vermessungsingenieur einen guten Leitfaden an die Hand gegeben hat und darüber hinaus auch dem Geographen, insbesondere aber jedem Studenten, der sich mit der Geomorphologie zu befassen hat, ein Lehrbuch zur ersten Einführung zur Verfügung stellt, das warm empfohlen werden kann.

HORST MENSCHING

LOTZE, FRANZ: Steinsalz und Kalisalze. 2. neubearb. A., 1. (allgem.-geologischer Teil), Berlin-Nikolassee (Gebrüder Borntraeger) 1957. 466 S., Abb., Fig., Tab., Ktn., Lit., Register.

Von der 2. Auflage des Handbuchs „Steinsalz und Kalisalze“, dessen 1. Auflage zum großen Teil den Kriegsergebnissen zum Opfer gefallen ist, liegt der allgemein-geologische Teil in einer vermehrten und verbesserten Neubearbeitung vor. Das Werk gliedert sich dem Umfange nach in zwei Hauptabschnitte: Die Entstehung der Salzlagerstätten in Gegenwart und Vergangenheit einerseits und die Metamorphose, die Tektonik sowie die natürliche Zerstörung der

Lagerstätten andererseits. Angeschlossen sind Ausführungen über die Beziehungen zwischen Salz und Erdöl, ein umfangreiches, nach Sachgebieten gegliedertes Schriftenverzeichnis und ein Register. Einleitende Darlegungen betreffen die Salzminerale und die Salzgesteine.

Stein- und Kalisalze interessieren den Geomorphologen aus verschiedenen Gründen in besonderem Maße. Als streng klimabedingte Sedimente haben sie besonderen Aussagewert für die Frage vorzeitlicher Formungsbedingungen; als rezente Bildungen lassen sie Rückschlüsse auf die Klimabedingungen und Abtragungsvorgänge in Gebieten ohne ausreichendes meteorologisches Stationsnetz zu. Als leicht zerstörbares Gestein üben sie großen Einfluß auf die Oberflächenformen aus durch die Art und Weise, wie sie an der Erdoberfläche oder unter ihr abgetragen werden; als besonders plastisches, hochgradig mobiles Material endlich erzeugt das Salz eigene, salztektonische Hebungs- und Senkungsformen.

LOTZES Handbuch kommt in außerordentlich glücklicher Weise dem gegenwärtigen Hauptanliegen der Geomorphologen, dem Ausbau der klimatischen Morphologie, entgegen. Mehr als ein Drittel des Umfanges ist den Salzbildungen der Gegenwart gewidmet. Die Milieubedingungen (physiko-chemisch, klimatisch, topographisch, organisch) und die Hauptformen der Salzabscheidung (Salzausbühlungen, Salzkrusten, Salzseen) werden detailliert gekennzeichnet und in den gesamt-irdischen Zusammenhang gestellt. Eine wahre Fundgrube für Einzelangaben und morphologisch wie allgemein-geographisch wichtige Tatsachen ist die Einzelschilderung der verschiedenen Salzlagerstättentypen am Beispiel charakteristischer Vorkommen, um so mehr, als eine große Anzahl klarer Kartenskizzen Einblick auch in topographische Details gewährt.

Die Aufarbeitung des Materials, das bisher über die Salzbildungen der geologischen Vergangenheit zusammengekommen ist, ermöglicht LOTZE nicht nur einen Einzelnachweis der Verbreitung von Salzbildungen während der verschiedenen Abschnitte der Erdgeschichte, sondern auch die Ableitung zeitlicher Rhythmen und räumlicher Gesetzmäßigkeiten der Salzbildung. Die Diagramme über die Intensität der Salzbildung in verschiedenen Kontinenten als Funktion der Zeit und über die Beziehungen zwischen Salzbildung und Tektonik bringen den zeitlichen Aspekt, die Karten über die Verlagerung des salinaren Gürtels vom Kambrium bis zum Quartär den räumlichen Aspekt klar und übersichtlich-zusammenfassend zum Ausdruck.

In allernächste Nachbarschaft der klimatischen Morphologie führt das Kapitel über den natürlichen Abbau der Salzlagerstätten. LOTZE unterscheidet hier zwischen der subaerischen Erosion in ariden und semiariden Gebieten mit dem Schweregewicht der Abtragung auf den Wirkungen des Windes im arideren, auf den Wirkungen des Wassers im weniger ariden Bereich, der subaquatischen Denudation (gewissermaßen unter Ausschaltung der Klima-Einflüsse) und der subterrane Erosion in humiden Gebieten. Die wichtigsten Vorgänge und ihre Leitformen werden knapp skizzieren.

Die Tatsache, daß auch Geomorphologen und allgemein Geographen aus diesem Handbuch besonders reichen Nutzen zu ziehen vermögen, liegt einerseits ohne Zweifel an der Themenstellung: Salze und Salzlagerstätten sind nun einmal in ganz besonders eindeutiger Weise das Ergebnis geographischer Faktoren. Dennoch hat auch die Art und Weise, in der LOTZE sein Thema behandelt, maßgeblichen Anteil an dem besonderen Wert dieses Werkes. Die Darstellung der Erscheinungen im Raum ist nicht schmückendes Beiwerk, sondern ein zentrales Anliegen. Darin liegt ein ungeheuerer Fortschritt gegenüber jener Frühphase der Geologie, in der man, wie heute noch in zahlreichen Formationsbezeichnungen zum Ausdruck kommt, verschiedene Sedimente einfach als Ausdruck verschiedener Zeiten ansehen zu können glaubte. Nach Anlage und Durchführung könnte LOTZES Handbuch Vorbild und Leitfaden für eine Anzahl weiterer geologischer Handbücher sein, in denen nicht die Zeit bzw. die zeitgebundene Formation, sondern die Ablagerung eines bestimmten Typs in ihrer jeweiligen zeitlichen und räumlichen Situation im Vordergrund steht. Nicht nur des reichen Inhaltes, der Präzision der Darstellung, der Klarheit der Gliederung und der Qualität der Ausstattung wegen begrüßen wir dieses Handbuch besonders dankbar, sondern auch wegen des in ihm erfolgten Durchbruchs von einer rein historischen zu einer wahrhaft allgemeinen, auf die Veränderungen der Schichten und Gesteine in Zeit und Raum bezogenen Geologie.

JÜRGEN HÖVERMANN

JÄCKLI, HEINRICH: Gegenwartsgeschichte des bündnerischen Rheingebietes. = Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung 36. Zürich (Kümmerly & Frey, Bern) 1957. 136 S., Abb., Fig., Tab., Ktn., Lit.

Das Gebiet des Vorder- und Hinterrheins ist seit langem als ein Bereich besonders starker Abtragung innerhalb der Alpen bekannt. JÄCKLI hat versucht, in dem zwischen 3620 m und 500 m hoch gelegenen bündnerischen Rheingebiet oberhalb Ragaz die Gesamtabtragung und vor allem die einzelnen Abtragungsvorgänge nunmehr quantitativ zu erfassen. Dieser Versuch ist

das Ergebnis Jahrzehntelanger Erfahrungen und Untersuchungen im Hochgebirgsbereich. Durch erhalten auch die, naturgemäß überwiegenden, „relativ ungenauen Schätzungen“ größere Bedeutung, als wenn sie nur auf Grund kurzfristiger Erfahrungen vorgenommen wären; wer ein Mißtrauen gegen solche Schätzungen nicht überwinden kann, wird mit Freuden auf die Zahlen zurückgreifen, die auf „relativ genauen Messungen“ beruhen, auch wenn sie nur den weitaus kleinsten Teil der Abtragungsvorgänge betreffen.

JÄCKLIS Schätzungen sind jeweils am Schluß eines Kapitels in einer kleinen Tabelle übersichtlich zusammengefaßt und überdies in einer Gesamttafel niedergelegt. Danach werden im bündnerischen Rheingebiet (Fläche = 4307 qkm) jährlich bewegt: Durch Bergstürze 0,016 ckm; durch Solifluktion 41,6 ckm; durch Blockströme u. ä. 17,8 ckm; durch Rutsch- und Kriechbewegungen im Schutt 1215 ckm; durch Schieferutschungen 14 000 ckm; durch fließendes Wasser 4,0015 ckm; durch Gletscher 10 ckm; durch Lawinen 0,25 ckm; in chemischer Lösung 0,396 ckm. Die Hauptmasse dieses Materials bleibt ungefähr an Ort und Stelle, d. h. im Bereich der Hänge und Täler, an und in denen die Abtragung vor sich geht. Nur 2,26 ckm werden endgültig durch den Rhein abtransportiert. Weitere 1,7415 ckm werden von den Hängen wenigstens bis in die Tiefenzonen des Geländes abgetragen und bleiben hier in Schuttkegeln, Talsohlen, Becken und Seen liegen. Die Hang- und Wandabtragung beläßt sich demnach auf rund 4 ckm jährlich, ist also 1½ mal so groß wie der Abtransport im Flußbett.

Der Meinung JÄCKLIS, daß ungeachtet mancher Unsicherheitsfaktoren die Größenordnung der Abtragung jeweils richtig erfaßt ist, kann man um so eher beipflichten, als in alle Schätzungen und Berechnungen die betroffene Fläche als ausschlaggebende Größe eingeht. Gerade im Hochgebirge lassen sich nun die Flächen, die durch irgendeinen Abtragungsvorgang betroffen sind, sehr gut bestimmen und, dank der ausgezeichneten topographischen Karten, exakt ausmessen. Aus Fehlern bei der Abschätzung der mittleren Mächtigkeit und der Geschwindigkeit des bewegten Schuttet kann aber doch wohl ein Irrtum um den Faktor zwei durchaus hervorgehen (mittlere Mächtigkeit des solifluidal bewegten Materials nach JÄCKLI 0,065 m, des glazial bewegten Schuttet 0,2 m). Unsicherheiten bestehen natürlich auch hinsichtlich des jährlichen Transportweges. Hier rechnet JÄCKLI bei Solifluktion mit 3 cm in der Horizontalen und 1 cm in der Vertikalen, bei Flußgeröll mit 16 km in der Horizontalen und 800 m in der Vertikalen als Mittelwerten. Selbst in Anbetracht des starken Gefälles aller Flüsse in dem behandelten Gebiet scheint mir dieser Wert zu hoch. So möchte ich auch Bedenken anmelden gegen die auf diese Weise errechnete „überragende Bedeutung der fluviatilen Abtragung“, die in erster Linie aus der Überschätzung des jährlichen Transportweges resultiert. Ungeachtet dessen erscheint die Gesamtabtragung aller langsam wirkenden Prozesse zusammen, verglichen mit katastrophalen einmaligen Ereignissen, als gering. Die Massenverlagerung, die durch den Flimsbergsturz bewirkt ist, übertrifft die jährliche Summe aller langsam wirkenden Vorgänge in der Horizontalen um das 140fache, in der Vertikalen um das 1540fache!

JÄCKLIS Darlegungen geben von der Gesteinsaufbereitung und Verwitterung bis zum endgültigen Abtransport des Materials aus dem Untersuchungsgebiet alle Vorgänge wieder, die sich in dieser Hochgebirgslandschaft abspielen. Auch ohne die quantitativen Bestimmungen der Abtragung sind die Beobachtungen und Folgerungen von hohem Interesse, um so mehr, als sie durch eine große Zahl guter Lichtbilder und durch eine Anzahl von Karten im Maßstab 1 : 50 000 weiter präzisiert werden. Die „Aktuogeologischen Kartenskizzen“ geben ausgezeichnete geomorphologische Kartierungen wieder und würden, bei flächenhafter Analyse aller vorkommenden Formen, zweifellos geomorphologische Karten von Rang ergeben.

Widersprochen werden muß nur der in einer kurzen Schlußbemerkung aufgestellten Behauptung JÄCKLIS, daß seine Berechnung der mittleren jährlichen Erniedrigung des untersuchten Gebietes (0,58 mm) in Widerspruch steht zu den Ergebnissen morphologischer und talgeschichtlicher Untersuchungen. Das Gegenteil ist richtig: Würde man versuchen, das Ausmaß der Abtragung im bündnerischen Rheingebiet während des Quartärs aus den morphologischen Untersuchungen über die Höhenlage der präglazialen Talböden, die Talverdichtung, die Rückverlegung der Gefällestufen, die Hang- und Wandrückverlegung und endlich die Übersteilung der Trog-täler zu berechnen, so käme man zu wenigstens der Größenordnung nach ähnlichen Werten wie JÄCKLI. Man wird deshalb annehmen dürfen, daß der schon in den Lehrbüchern der Geographie enthaltene Wert von 0,288 mm mittlerem Jahresabtrag im Rhonegebiet und der neuerlich von JÄCKLI mitgeteilte Wert von 0,58 mm mittlerem Jahresabtrag im Gebiet des Vorder- und Hinterrheines ein gutes Maß für das Ausmaß der Abtragung im Hochgebirge darstellen, wobei auf Grund der ganzen Ausstattung des Rheingebietes anzunehmen ist, daß der Wert von 0,58 mm, den JÄCKLI errechnet, nahe an der oberen Grenze der Abtragung liegt. JÜRGEN HÖVERMANN

### Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum

In einem weit ausholenden Aufsatz „*Die Geländedarstellung im Vogelschaubild*“ setzt sich O. STOLLT nachdrücklich für die Schaffung und Anwendung von „Vogelschaubildern“ ein. (Kartographische Nachrichten 1958, S. 123–138.)

*Geographisch-morphologische Forderungen an die Geländedarstellung* erhebt B. CARLBERG. Sie sind zwar im einzelnen gut begründet und durch Beispiele unterbaut, im Gesamteffekt jedoch so weitgehend, daß ich nicht ganz sicher bin, ob ich für meine Person diesen Anforderungen an das geomorphologische Wissen und Können eines Kartographen Genüge leisten könnte. Darüber hinaus aber möchte ich die – meines Erachtens viel wichtiger – Frage stellen: Kann nicht das Hineinragen morphologischer (und damit zeitlich sich wandelnder!) Anschauungen in das topographische Kartenbild die Gefahr mit sich bringen, daß die objektive Aussagekraft der topographischen Karte in ihrem Werte gemindert wird? Der Aufsatz CARLBERGS scheint mir so wichtig, daß man ihn auch in unserer Zeitschrift vom Standpunkt des Geomorphologen aus diskutieren sollte, zumal das Problem mit der fortschreitenden kartographischen Erschließung der Erde weltweite Bedeutung besitzt. (Kartographische Nachrichten 1958, S. 82–90.)

H. M.

In seinem Aufsatz „*The Uniformation of Hillslopes*“ legt L. KING eine Anschauung dar, die er auch schon früher (so im Premier Rapport de la Commission pour l'Etude des Versants. Amsterdam 1956, S. 106) angedeutet hatte: „the manner of hillslope evolution is essentially uniformitarian in all climatic realms outside the frigid zones and the erg deserts“, worin ihm allerdings die Mehrzahl der Geomorphologen vermutlich energisch widersprechen wird. KING folgert: „As the physical laws of water flow and mass movement are invariable over the land surface of the globe, and as the rock materials of which the upper crust is composed are sensibly the same in all lands, we reach the simple conclusion of a basic homology between the land forms developed under these physical agencies the world over“ und spricht dann von einem „uniformitarianism of hillslopes“ (S. 100). Er übersieht dabei jedoch genau wie schon W. PENCK, daß in jedem Klima und unter jeder Vegetationsdecke Intensität und gegenseitiges Verhältnis der formenden Agentien anders sein können und sind. Zwar kann man, wenn man jeweils ganz singuläre Formen heranzieht, die Behauptung KINGS „As a matter of direct observation all forms of hill slope occur in all geographic and climatic environment“ noch gerade anerkennen. Sie stimmt jedoch nicht mehr, sowie man das Charakteristische und Landschaftsbeherrschende ins Auge faßt. Und darauf kommt es der Morphologie der Klimazonen an. (Trans. Edin. Geol. Soc. 1957, S. 81–102.)

H. M.

J. GAMS untersucht *the intensity of the recent transformation and the age of the relief in Slovenia*. Er stellt die Menge des heute von den dortigen Flüssen transportierten Materials fest, untersucht die Mächtigkeit der flussabwärts abgelagerten postsarmatischen Sedimente und kommt dadurch – auf zwei verschiedenen Wegen – zu dem Ergebnis, daß im Postsarmaticum, also im wesentlichen wohl im Pliozän, eine mehr als 1000 m (!) mächtige Sedimentdecke abgetragen worden sei. Züge einer noch älteren Landschaft seien darnach heute wohl nicht mehr vorhanden. (O intenzivnosti recentnega preoblikovanja in o starosti reliefs v Sloveniji. Geografski Vestnik = Bulletin de la Soc. de Géogr. de Ljubljana 1955–1956, Ljubljana 1957, S. 310–325; serbo-kroatisch, mit engl. summary.)

H. M.

Auf „*Marine terraces on Tiran Island, northern Red Sea*“ macht A. P. SCHICK unter Beigabe interessanter Abbildungen aufmerksam. Die oberen der dort in die Steilküste eingeschnittenen etwa 12 Terrassen liegen über 300 m, ja vielleicht 450 m über dem heutigen Meeresspiegel. (Geografiska Annaler 1958, S. 63–66; engl.)

„*New Data on Age Definition of Syrt Clays in the Transvolga Region*“ liefert Z. S. CHERNISHEVA unter Wiedergabe eines 26 m mächtigen Bodenprofils. Aus der vorwiegend rot- oder zimtbraunen Farbe und dem starken Gehalt an Gips und Karbonaten schließt die Verfasserin auf ein heißes Klima zur Zeit der Ablagerung (Pliozän). Die pflanzlichen Reste in den tiefsten Schichten der Tone (u. a. Gras- und Farnpollen) beweisen das damalige Vorhandensein waldloser Bezirke und daneben versumpfter Gebiete mit kleinen Waldinseln. (Новые данные к определению возраста сыртовых глин Заволжья. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie Nr. 2, 1958, S. 76–80; russ., mit engl. Titel.)

H. M.

Einen Überblick über den neuesten Stand der *Karstforschung* auf Grund der jüngsten, bis 1956 erschienenen Literatur gibt J. GAMS. (*Problemi krasa v novejší geomorfologické literatuře. Geografski Vestnik = Bull. de la Soc. de Géogr. de Ljubljana* 1955–1956, Ljubljana 1957, S. 358–364.)

C. EMILIANI berichtet über „*Paleotemperature Analysis of Core 280 and Pleistocene Correlations*“. Der schwedische Tiefseebohrkern von der Mitte des Nordatlantiks ist besonders gut zu parallelisieren mit den Kernen vom äquatorialen Atlantik, aber auch mit denen des Karibischen Meers und des Mittelmeers. Die abgeleitete Temperaturkurve für die letzten 300 000 Jahre wird verglichen mit Ergebnissen, die auf dem Festland gewonnen wurden, so aus Lößprofilen in Österreich (BRANDTNER), aus pollenanalytischen Profilen in Mexico (CLISBY und SEARS) und in Polen (SZAFAER) und aus eustatischen Schwankungen im östlichen Mittelmeer (PFANNENSTIEL), wobei sich eine gute Übereinstimmung ergibt. (Journ. of Geol., 1958, S. 264–275.)

H. BREMER

B. HÖLTING untersucht die *Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein* und trennt dabei, u. a. mit Hilfe von Sandanalysen, sehr scharf zwischen der (dort ziemlich kleinräumigen) Akkumulationszone und der (viel größeren) Erosionszone der Sandrfläche. In der Erosionszone wird Material vorwiegend abtransportiert; echte Aufschüttungen treten nur ganz örtlich auf. Beide Zonen können zum Verwechseln ähnlich sehen, haben aber ganz verschiedene Eigenschaften. Die Arbeit zwingt meines Erachtens dazu, frühere Sandkartierungen, bei denen man auf diese Zweiteilung noch nicht geachtet hat, noch einmal sorgfältig zu überprüfen, so z. B. auch den von mir 1924 beschriebenen riesenhaften Kownoer Sandr in Litauen. (Meyniana = Veröffentlichungen aus dem Geol. Inst. der Univ. Kiel, Bd. 7, 1957, S. 61–98.) H. M.

K. RICHTER stellt die Maxima der Abplattungs- und Zurundungsindices (Methode von CAILLEUX und TRICART) von über 200 Geröllkollektionen in einem Diagramm dar. Die Punkte für solifluidalen Schutt, Moränenmaterial, fluviatile, glaziofluviatile und marine Schotter liegen in bestimmten Bereichen, die sich aber zum Teil überschneiden. Beim weiteren Untergliedern eines Bereichs kann zum Beispiel echte Grundmoräne von einer sekundär verlagerten unterschieden werden. Diagramme für die einzelnen Gesteinsarten zeigen, daß Sandsteine, die nicht zur Plattigkeit neigen, für morphometrische Messungen am besten geeignet sind. (*Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens auf Grund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen*. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1958, S. 400–435.) H. BREMER

Unter Verwendung der granulometrischen Methode von CAILLEUX (1952) untersucht J. DEMEK *the composition of eolian and terrace sands from the vicinity of Pardubice (Eastern Bohemia)*. Er kommt zu dem – allerdings wohl nicht verwunderlichen – Ergebnis, daß die äolischen Sande feinere Kornanteile haben und besser gerundet sind als die Terrassensande. (Složení vátých a terasových písků z východního okolí Pardubic. Sborník Československé Společnosti Zeměpisné = Journal of the Czechoslovak Geographical Society, 1958, S. 210–214, tschechisch, mit engl. summary.) H. M.

Ein großer Teil der im bulgarischen Löß erkennbaren Humushorizonte sind, wie I. P. IVANOV durch Vergleich des Humus- und Karbonatgehalts mit den heutigen Schwarzerden feststellt, in der Tat ehemalige Bodenoberflächen. Sie repräsentieren eine irgendwie bedingte zeitliche Unterbrechung der Löß-Ablagerung. Die Humushorizonte sind somit ein wichtiges stratigraphisches Merkmal. Mit ihrer Hilfe könne man, wie IVANOV betont, nicht nur die Geschichte des Löß in Bulgarien, sondern auch die „Geschichte des gesamten Quartärs“ klären. (Bull. de l’Institut de Géologie près de l’Académie des Sciences de Bulgarie, Vol. VI, 1958, S. 273–279; bulgarisch, mit russ. und deutscher Zusammenfassung: *Über die im Löß „begrabenen“ Böden*.)

J. KSANDR untersucht *periglacial phenomena in the western part of the basin of Plzeň* und stellt insbesondere drei übereinander liegende Lößhorizonte W1 bis W3 fest. Der Löß W2 ist von polygonartig angeordneten Eiskeilen durchsetzt. Westliche Literatur wird mit einer Ausnahme (TROLL, 1944) nicht herangezogen. (Periglaciální Zjevy v Západní části Plzeňské Pánve. Sborník Československé Společnosti Zeměpisné = Journal of the Czechoslovak Geographical Society, 1958, S. 193–204, tschechisch, mit engl. summary.) H. M.

J. C. STOKES berichtet über „*An esker-like ridge in process of formation, Flatisen, Norway*“. Im subglaziären Tunnelsystem des Flatisen liegen lange Schuttstreifen an der seitlichen

Eiswand, teils bis zur Decke des Tunnels reichend. Das Material stammt aus Überschiebungsfächeln des Gletschers und nur in ganz geringem Umfang vom Gletscherbach; es ist nicht geschichtet (Unterschied zum echten Os). Beim Rückzug des Gletschers bildete sich ein Os-ähnlicher Wall, der in der Nähe des Gletscherrandes noch einen Eiskern besitzt. (Journ. of Glaciology, 1958, S. 286–289.)

Etwas abweichend von MENSCHING (vgl. Hinweis oben S. 145) hält R. WEIGT es doch für möglich, daß einige Formen in der Rhön in 700 bis 800 m Meereshöhe auf eiszeitlichen Firn- und Gletscherschurf zurückzuführen sind. (*Glaziale Formen in der Rhön?* Bericht der Oberhess. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde zu Gießen. N. F., Naturwiss. Abt., Bd. 28, S. 28–34, 1957.)

H. M.

*Ein spätglazialer Gletscherstand im Drautal bei Greifenburg (Kärnten)* wird von W. SITTE beschrieben. Für den vom Reißkofel-Kamm mit langgestreckter Zunge nach Norden abfallenden Gletscher lässt sich eine Schneegrenzlage von 1400 m (was einer Depression von mindestens 1100 bis 1200 m gegenüber der Gegenwart entspricht) erschließen. (Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1958, S. 111–115.)

Im gleichen Heft (S. 117) wird von H. BÖGEL *ein tiefliegender Lokalmoränenrest (?) im Kochental bei Telfs (Nordtirol)* erwähnt. Als Lokal-Grundmoräne gedeutetes Material weist auf eine Schneegrenzabsenkung von mehr als 900 m gegenüber der Gegenwart hin.

Beide Verfasser vermuten Beziehungen zu einem kürzlich von H. HEUBERGER erwähnten Gletscherstand. (*Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai [Tirol] – älter als das Schlern-Stadium?* Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1956, S. 365–368.)

P. HÖLLERMANN

*Windgeschliffenes Gestein im südlichsten Schweden und auf Bornholm* hat A. MATTSON untersucht, wobei er die Schwierigkeiten einer exakten Auswertung der Windschliffe am anstehenden Gestein für Alter und Windrichtung eingehend diskutiert. Durch sorgfältige Analyse des Neben- und Übereinanders von Windschliffen und natürlichen oder anthropogenen kleinen Hohlformen im Gestein kommt er zur Unterscheidung rezenter und spätglazialer Windschliffe. (Lund Studies in Geography, Ser. A. Physical Geography Nr. 11, 1958, S. 49–68.) H. M.

Daten über die Rückgänge von Gletschern in den letzten Jahrzehnten bzw. Jahrhunderten in Nordamerika, Island, Spitzbergen, Schweden und Schweiz stellt A. O. SHPAYKHER zusammen, und zwar auf Grund nur russisch- und englisch-sprachigen Schrifttums. Dadurch sind ihm z. B. die wichtigen und ergebnisreichen Forschungen FINSTERWALDERS und seines Arbeitskreises in den Ostalpen und ebenso alle anderen, in der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie niedergelegten Forschungsergebnisse leider entgangen. Ob der von SHPAYKHER dargelegte Zusammenhang zwischen Gletscherrückgang und säkularer Zunahme der mittleren Jahrestemperaturen und Abnahme der Niederschläge Allgemeingültigkeit hat, muß nach den Ergebnissen sehr exakter Untersuchungen in den Alpen bezweifelt werden. Die Verhältnisse sind doch wohl wesentlich komplizierter. (*Современные колебания ледников северо-атлантического сектора. Известия Всесоюзного Географического Общества* = Nachrichten der Gesamttrussischen Geographischen Gesellschaft, 1958, S. 358–362; russisch, mit engl. Titel: *Recent changes in the glaciers of the North-Atlantic region.*)

H. M.

“*Some principles in the Development of Perennial Permafrost and Seasonal Soil Freezing*” legt I. Y. BARANOV dar. Er unterscheidet deutlich zwischen den Erscheinungen im tatsächlichen Dauerfrostboden, im jahreszeitlichen Auftauboden und in dem Bodenhorizont, der nur gelegentlich auftaut. Der gesamte Nordteil des europäischen und asiatischen Russland wird in Großregionen eingeteilt, die sich durch die klimatische Eigenart der Frostwirkung unterscheiden. Diese Großgebiete werden vom Verfasser eingehend charakterisiert. (*Некоторые закономерности развития толщ многолетнемерзлых горных пород и сезонного промерзания почвы. Известия Академии Наук СССР, серия географическая* = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie Nr. 2, 1958, S. 22–35; russisch, engl. Titel.)

*Une lave torrentielle dans les Alpes Autrichiennes* untersucht J. TRICART. Das Abkommen dieses Schlammstromes hat TRICART selbst erlebt und dabei eine Reihe von Beobachtungen angestellt, die für die Beurteilung der rezenten Formung und die Methode der Schuttanalyse von großer Bedeutung sind. (Revue de Géomorphologie Dynamique 1957, S. 161–165.) H. M.

*Two new occurrences of potholes* in Böhmen teilt J. PEŠEK mit und gibt *notes on their genesis*. Die recht unterschiedliche Entstehung dieser Strudellöcher führt er auf Strukturunterschiede des Gesteins zurück. (*Dva nové výskytu obřích hrnců a poznámky k jejich genesi.* Sborník Československé Společnosti Zeměpisné = Journal of the Czechoslovak Geographical Society, 1958, S. 205–209, tschechisch, mit engl. summary.)

Auf Grund von Beobachtungen, Messungen, Experimenten und Kartierung der Sandbedeckung des Meersbodens vor der ostmecklenburgisch/westpommerschen Küste spricht O. KOLP der *Materialsortierung und -umlagerung am Meeresboden durch Wellenwirkung* eine große Rolle zu, ohne allerdings die Bedeutung der verschiedenenartigen Meereströmungen für den Materialtransport zu leugnen. Nur die Wirkung der „*Neerströme*“ für die Sandablagerungen hinter Küstenvorsprüngen lehnt er ab, gesteht jedoch den küstenparallelen, wellenbedingten Strömen (Brecherstrom, „im Zuge von Schwall und Sog erfolgender Versatzstrom“), also wohl dem, was ich 1921 „*Brandungsstrom*“ genannt habe, eine beachtliche formende Wirkung zu. (Pet. Mitt. 1958, S. 173–178.)

H. M.

Nach einer Untersuchung von J. S. OLSON wird durch Bepflanzen mit *mirram grass* (*Ammodophila brevifluga* Fern.) die Windwirkung in Bodennähe so vermindert, daß der Sand nicht mehr aufgenommen, sondern abgelagert wird, wodurch sich Dünen entwickeln. Messungen der Windgeschwindigkeit und berechnete Rauhigkeitsparameter sind angegeben. Rückschlüsse auf natürliche Dünenbildung werden gezogen. (*Lake Michigan Dune Development. I. Wind-Velocity Profiles*, Journ. of Geol., 1958, S. 254–263.)

H. BREMER

A. T. VLADIMIROV vom Ozeanologischen Institut der Akademie der Wissenschaften der SSSR gibt einen Abriß: „*On Morphology and Development of the Western Kamchatka Coast.*“ Abrasion und Akkumulation werden mit dem strandnahen unterseischen Relief in Beziehung gesetzt. Die Akkumulationsstrecken werden weniger durch die Sedimentation der Flüsse als durch das Abrasionsmaterial der benachbarten Küstenstrecken genährt. Der Küstenrückgang an der Abrasionsstrecke ist in der Hauptsache der unmittelbaren, durch das Relief begünstigten Meeresbrandung und nicht (wie z. B. an der samländischen Kliffküste in Ostpreußen) der festländischen Abtragung zuzuschreiben. Die sehr interessante Arbeit VLADIMIROVS wäre für den Vergleich mit anderen Küstenstrecken der Erde noch wertvoller, wenn die Wiedergabe der eigentlichen Feldbeobachtungen, insbesondere auch der Ergebnisse der Materialanalysen nicht so sehr stark durch die Schlußfolgerungen des Verfassers in den Hintergrund gedrängt worden wäre. (К морфологии и динамике берега Западной Камчатки. Известия Академии наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie Nr. 2, 1958, S. 81–87; russ., mit engl. Titel.)

H. M.

*Le rôle géomorphologique des termites* wird von P. TALTASSE untersucht, wozu J. TRICART ein ausführliches Nachwort geschrieben und wesentliche Anregung für die zukünftige Erforschung dieses Problems gegeben hat. Weitere Aufsätze werden angekündigt. (Revue de Géomorphologie Dynamique 1957, S. 166–170.)

H. M.

Die Notwendigkeit einer neuen Disziplin „Paläogeomorphologie“ entwickelt J. D. ZEKEL. Zwar seien von früheren Forschern allerhand Erkenntnisse zu diesem Problem gewonnen worden. Doch sei das z. T. gar nicht, z. T. unter Titeln veröffentlicht, die die wahre paläogeomorphologische Bedeutung der Ergebnisse nicht erkennen lassen. In ihrer Zielsetzung sei die Paläogeomorphologie ein besonders wichtiges Teilgebiet der Paläogeographie; in ihren Arbeitsmethoden müsse sie sich an die Geologie einschließlich Paläontologie und Stratigraphie und an die Geomorphologie anlehnen. Besonders wichtig ist dem Verfasser offenbar die Rekonstruktion „*begrabener*“ Landschaften früherer geologischer Zeitalter (also ähnlich den „verschütteten“ Inselbergen, auf die R. BRINKMANN schon 1932 aufmerksam gemacht hat), so daß also die uns Geomorphologen geläufige Erforschung von Vorzeitformen nur einen Ausschnitt aus der neuen Disziplin darstellen würde. ZEKEL gibt auch Beispiele für die praktische Bedeutung der Paläogeomorphologie. (О палеогеоморфологии. Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachrichten der Gesamtssowjetischen Geographischen Gesellschaft, 1958, S. 366–368; russ., engl. Titel.)

A. GUILCHER behandelt *les surfaces d'érosion fossiles exhumées dans le nord de l'Irlande*, womit er 1957 gerade das getan hat, was ZEKEL (siehe oben) 1958 fordert. GUILCHER rekonstruiert 1. *la surface infra-carbonière*, 2. *la surface infra-mésozoïque*, 3. *la surface infra-basaltique*, 4. *les surfaces intra- et supra-basaltiques*. (Annales de Géographie 1957, S. 289–309.)

Die Forderung ZEKKELS (siehe den Hinweis oben) wird, wie mir scheint, auch in einer Arbeit von M. KLIMASZEWSKI über *the geomorphological development of Polands territory in the pre-quaternary period* gut erfüllt. KLIMASZEWSKI diskutiert nicht nur das morphologische Bild der verschiedenen Landschaften von der oberen Kreidezeit bis zum Ende des Tertiärs, sondern gibt auch eine Folge von Kartenskizzen, „*paleomorphological maps*“, von Polen (einschl. der polnisch verwalteten deutschen Ostgebiete). (Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartozęgowym. Przegląd Geograficzny XXX, 1. 1958, S. 3–43; polnisch, mit ausführlichem engl. summary.)

Auch M. TERS rekonstruiert, um das Mißverhältnis zwischen Wasserhaushalt und heutigen Talformen zu erklären, das Aussehen geologisch älterer Landschaften an der westfranzösischen Küste. (*Permanence et anciennité des grandes lignes du réseau hydrographique et du relief en Vendée côtière occidentale*. Annales de Géographie 1958, S. 1–10.) H. M.

„Recent vertical movements of the earth's crust in Europe“ untersucht J. POKORNY unter Zusammenfassung des neuesten Schrifttums. Die Beziehungen zwischen diesen säkularen Bewegungen und der geologischen Struktur sind sehr deutlich, und zwar sind die alten Massive besonders betroffen. Die beigegebene Karte 1 gibt die Ergebnisse für ganz Europa übersichtlich wieder und ist die Krönung der Arbeit. Die Karte ist allerdings stellenweise lückenhaft und im übrigen in den küstennahen Gebieten m. E. so lange nicht beweisend, wie der Verfasser tektonische und eustatische Küstenverschiebungen nicht voneinander trennen kann. (Współczesne ruchy pionowe skorupy ziemskiej w Europie. Czasopismo Geograficzne = Geographische Zeitschrift, 1957, S. 251–272; polnisch, mit engl. summary.) H. M.

Einen Bericht über *Geographic Research and Teaching Institutions in the Soviet Union* gibt CH. D. HARRIS. Der Aufsatz enthält eingehende Angaben über den sachlichen und personellen Aufbau der physisch-geographischen Lehr- und Forschungsinstitutionen, führt die Namen zahlreicher russischer Forscher und ihre Dienststellung auf und ist dadurch für den Geomorphologen sehr interessant. (Erdkunde 1958, S. 214–221.) H. M.

Im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres untersuchen die Russen u. a. den gegenwärtigen Stand der Vereisung ihres Landes. Über die *glaciation of Kamchatka* berichtet auf Grund früherer Arbeiten und neuerer Luftbilder P. A. IVANKOV. Die Schneegrenze der mehr im Inneren liegenden Hauptkette wechselt auf eine Erstreckung von 8 Breitengraden sehr stark. Sie liegt auf den nordexponierten Hängen zwischen 1000 bis 2700 m, auf den südexponierten zwischen 1100 und 3000 m, wobei der Unterschied zwischen korrespondierender Nord- und Südexposition zwischen 0 und 620 m schwankt. An den kleinen Vulkanen der Klintschewskaja-Gruppe (auf 56° Nord, mehr im Ostteil Kamschatkas) liegt die Schneegrenze durchschnittlich wesentlich höher. Im Jahre 1950 nahmen die Gletscher Kamtschatkas einen Umfang von 866 qkm = 0,3% des Gesamtterritoriums ein. (Оледенение Камчатки. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie Nr. 2, 1958, S. 42–53; russ., mit engl. Titel.) H. M.

E. Y. RANTSCHAN legt dar, daß im Trans-Alai alpine und postalpine Tektonik noch beträchtlicher auseinandergehen als in den Alpen. Erst am Ende des Neogens (!) wurde durch eine „grandiose Hebung“ die Trans-Alai-Kette geschaffen, womit die Formung des heutigen Reliefs begann. (К вопросу о несовпадении альпийских и неотектонических структур в Заалайском хребте. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie 2, 1958, S. 73–75; russ., mit engl. Titel.) H. M.

Eine Zusammenfassung der *causes of river piracy in the Sihote Alin ridge* am Japanischen Meer gibt G. S. GANESCHIN. Er baut dabei auf den 1948 bis 1950 erschienenen Arbeiten russischer Geologen auf. Die Flußsysteme des Ostabfalles haben sich in Auswirkung neotektonischer Bewegungen (Schieflage) in recht junger Zeit große Areale des ursprünglich zum Westabfall gehörenden Gebietes erobert. (О причинах речных перехватов в хребте Сихотэ-Алинь. Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachrichten der Gesamtrussischen Geographischen Gesellschaft, 1958, S. 363–366; russ., mit engl. Titel.)

*Observations morphologiques en Afghanistan* teilt M. J. P. ALLIX mit und diskutiert dabei die Entstehung der verschiedenen sehr charakteristischen Formengruppen. (Bulletin de l'Association de Géographes Français, 1958, S. 29–35.)

Die Vereisung in Tasmanien ist nach den Untersuchungen von J. N. JENNINGS und M. R. BANKS weniger ausgedehnt, als A. N. LEWIS beschrieben hat. Die Gliederung in drei Eiszeiten, die LEWIS vorwiegend auf Grund der glazialen Erosionsformen aufstellte, erscheint den Verfassern unwahrscheinlich, eine pleistozäne Geschichte lasse sich wohl erst nach weiteren Untersuchungen mit neueren Methoden aufstellen. (*The Pleistocene glacial history of Tasmania. Journ. of Glaciology*, 1958, S. 298–303.)

H. BREMER

R. L. DOTTERMANN, A. L. BOWSHER, J. T. DUTRO bringen in „*Glaciation on the Arctic Slope of the Brooks Range, Northern Alaska*“ neue Beobachtungen über die Vereisung dieses wenig erforschten Gebietes. Eine Eingliederung der sechs verschiedenen Stadien in die Eiszeitchronologie wird versucht. (Arctic, 1958, S. 43–61.)

H. BREMER

Auf Grund der „*Important Elements in the Classification of the Wisconsin Glacial Stage*“, der Moränen, des Bändertons, der Lössablagerungen und der Terrassen in der Lake Chicago Area gelangt MORRIS M. LEIGHTON zu einer Untergliederung des Wisconsin in sechs Stadien. (Journ. of Geol., 1958, S. 288–309.)

H. BREMER

In seiner Abhandlung *Erhebungen und Beiträge zu den physikalisch-geographischen Grundlagen von El Salvador* geht H. G. GIERLOFF-EMDEN unter Beigabe zahlreicher Textskizzen und -karten ausführlich auf die Geologie und Morphologie des Landes ein. An Hand einer morphographischen Karte von El Salvador arbeitet er die „morphologischen Landschaften“ heraus. (Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft in Hamburg, 1958, S. 7–140.)

M. H. ENJALBERT entwickelt *le modèle des Andes péruviennes* mit dem Ziel, die verschiedenen Hauptformungsperioden und ihre Erosionsintensität herauszuarbeiten. Er erkennt „trois grandes crises morphogénétiques“, nämlich 1. die älteste, präglaziale, die sich bald nach der großen Andenhebung entwickelt hat und sich durch besonders starke Formung auszeichnet; 2. die „crise intermédiaire“ mit allmählichem Trocknerwerden des Klimas und gelegentlich starker Kälte und im ganzen genommen etwas schwächerer Erosionsleistung, und 3. die Zeit des letzten glazialen Maximums mit starken Anhäufungen von Schnee und Eis, wovon jedoch die eigentlichen Trockenregionen ebenso wenig berührt werden wie in der vorangegangenen (zweiten) Periode. (Bulletin de l'Association de Géographes Français 1958, S. 2–26.)

*Studien über den glazial bedingten Formenschatz der südchilenischen Längssenke im West-Ost-Profil beiderseits Osorno* hat W. WEISCHET mit folgendem Ergebnis angestellt: Am Westrand der Großen Längssenke sind „zwei durch Materialzusammensetzung, Verwitterungsgrad und Lageverhältnisse voneinander zu trennende Endmoränenablagerungen vorhanden“. Zwischen ihnen und dem dritten System, den Seestirnmoränen am Westufer der Andenfußseen, befindet sich ein breites Grundmoränengebiet. Obwohl Interglazialablagerungen bisher noch nicht gefunden werden konnten, hält WEISCHET eine Parallelisierung mit den Ergebnissen anderer Forscher an der Ostseite der Kordilleren für berechtigt. Ein wichtiger Beitrag zur Einfügung Südamerikas in die internationale Eiszeitgliederung. (Pet. Mitt. 1958, S. 161–172.)

H. M.

Über geplante „*Forschungen in der Antarktis im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58*“ berichtet H.-P. KOSACK und stellt dabei auch die Ergebnisse der unmittelbar vorangegangenen Antarktis-Expeditionen der verschiedenen Nationen knapp zusammen. Besonders wichtig ist die beigegebene Karte der Antarktis im Maßstab 1 : 7,5 Millionen. Sie ist eine auf den neuesten Stand gebrachte Verkleinerung (auf  $1/2$ ) der einige Jahre vorher erschienenen bekannten Vierblattkarte von KOSACK. (Pet. Mitt. 1957, S. 174–177.)

H. M.

Den Landformen des küstennahen antarktischen Gebiets etwa zwischen  $70^{\circ}$  und  $115^{\circ}$  Länge widmet E. S. KOROTKIEVICH einen wesentlichen Teil seines Aufsatzes über die *geographical characteristics of the region of the Soviet Antarctic research expedition 1955–1957*. (Физико-географическая характеристика района работ советской антарктической экспедиции 1955–1957 гг. Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachrichten der Gesamt-russischen Geographischen Gesellschaft 1958, S. 220–243; russ.; engl. Titel.)

K. K. MARKOV berichtet auf Grund der Untersuchungen der Expedition auf dem Schiff „Lena“ in die antarktischen Meere im Jahre 1957 über *the geography of East Antarctica, two*

*special questions.* MARKOW, der an dieser Expedition selbst teilgenommen und dabei auch Flüge über das fragliche Gebiet mitgemacht hat, stellt auf Grund eingehender Nachprüfung an Ort und Stelle fest: 1. Der im Jahre 1931 von norwegischen Walfängern angeblich gesehene, aber schon ziemlich bald für fragwürdig gehaltene Sjovold-Doppelvulkan (etwa 79° Süd, 73° Ost) hat bestimmt nicht existiert. KOSACK hatte das auf seiner neuesten Karte vom Jahre 1957 bereits richtig dargestellt. Der Erebus ist somit nach wie vor der einzige bisher bekannte aktive Vulkan des antarktischen Festlandes. 2. Die seit 1930 in der gleichen Gegend bekannte, aber ebenfalls etwas fragwürdige eisbedeckte Insel White existiert tatsächlich und ist bis etwa 300 m hoch. Sie liegt etwas östlicher und, wie überhaupt die dortige Außenseite des Festlandes und des Schelfeises, wesentlich südlicher als auf den bisherigen Karten angegeben. (Два частных вопроса географии восточной Антарктиды. Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachrichten der Gesamt russischen Geographischen Gesellschaft, 1958, S. 305–314; russ., engl. Titel.)

H. M.

## Geomorphologisches Schrifttum

Bei der Schriftleitung eingegangen und zur Besprechung vorgesehen:

- DU BURCK, P.: De Bodemkartering van Nederland. Deel XVII. S'Gravenhage (Verslagen van Landbouwkundige Onderzoeken) 1957.
- JONGERIUS, A.: Morfologische Onderzoeken over de Bodemstructuur. = Bodemkundige Studies 2, Wageningen (Stichting voor Bodemkartering) 1957.
- KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. = Sammlung geologischer Führer, Band 37, Berlin-Nikolassee (Gebrüder Borntraeger) 1958.
- LYSHEDDE, J. M.: Hydrologic Studies of Danish Watercourses. = Folia Geographica Danica VI, København (H. Hagerups Forlag) 1955.
- MEYNEN, E., & SCHMITHÜSEN, J., (Herausgeber): Handbuch der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Remagen (Selbstverlag der Bundesanstalt für Landeskunde) 1957.
- PLAISANCE, G., & CAILLEUX, A.: Dictionnaire des sols. Paris (La maison rustique) 1958.
- PONS, J. L.: De Geologie, de Bodenvorming en de waterstaatkundige Ontwikkeling van het Land van Maas en Waal en een Gedeelte van het Rijk van Nijmwegen. = Bodemkundige Studies 3, Wageningen (Stichting voor Bodemkartering) 1957.
- RAGUIN, E.: Géologie du Granite. 2ème édit. Paris (Masson et Cie.) 1958.
- SPIRIDONOW, A. I., und andere: Geomorphologische Probleme. Gotha (VEB Hermann Haack) 1956.
- VALENTIN, HARTMUT: Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland. = Abhandl. des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin, Band 4, 1957.
- WEST, ROBERT C.: The Pacific Lowlands of Columbia. = Louisiana State University Studies, Social Science Series 8, Louisiana 1957.
- WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig (Georg Westermann) 1958.
- Verspreide Bijdragen tot de Kennis van de Bodem van Nederland. = Mededelingen van de Stichting voor Bodemkartering IX, Wageningen (H. Veenman & Zonen) 1958.

*Manuskripte:* Abhandlungen, Berichte und Mitteilungen in deutscher, englischer, oder französischer Sprache werden mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub>zeilig geschrieben in völlig druckfertigem Zustande an einen der Herausgeber:

Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Herzberger Landstraße 2,

Prof. Dr. J. P. BAKKER, Amsterdam/Nederland, Mauritskade 63,

Prof. Dr. A. CAILLEUX, St. Maur/France, Avenue de la Tremouille 9,

Prof. Dr. N. NIELSEN, København/Danmark, Studiestraðe 6,

Prof. Dr. R. J. RUSSELL, Baton Rouge/USA, Louisiana State University,

Prof. Dr. H. SPREITZER, Wien/Österreich, Karmeliterhofgasse 2,

Prof. Dr. F. E. ZEUNER, London/England, NW 1, Institut of Archaeology

oder direkt an die Schriftleitung erbeten. Sie werden in der Originalsprache veröffentlicht. Jeder Arbeit ist am Schluß eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse anzufügen.

Korrekturen im Text sind auf das unbedingt Notwendige zu beschränken. Wesentliche Änderungen gegenüber dem Manuskript bedürfen der Zustimmung der Schriftleitung. Bildbeilagen, Textfiguren und Karten müssen völlig reproduktionsfähig geliefert werden. Nachträgliche Korrekturen daran sind ausgeschlossen.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Verfasser selbst verantwortlich.

Rezensionsexemplare werden direkt an die Schriftleitung erbeten.

*Sonderdrucke:* Auf Wunsch werden bis zu 100 Sonderdrucke kostenlos geliefert; eine höhere Anzahl wird berechnet. Die Bestellung muß spätestens bei Rücksendung der Fahnenkorrektur erfolgen.